

SUTARTO, DKK

VULKANOLOGI LANJUT



2023

VULKANOLOGI LANJUT

Sutarto
Dwi Fitri Yudiantoro
Suharwanto
Muhammad Apriniyadi
Septyo Uji Pratomo
Intan Paramita Haty
Setia Pambudi
Afrilita
Dian Rahma Yoni
Rial Dwi Martasari
Noor Cahyo Dwi Aryanto
Mirzam Abdurrachman
Ayu Choirul Rohmah

Penerbit
LPPM UPN "Veteran" Yogyakarta
2023

VULKANOLOGI LANJUT

Sutarto
Dwi Fitri Yudiantoro
Suharwanto
Muhammad Apriniyadi
Septyo Uji Pratomo
Intan Paramita Haty
Setia Pambudi
Afrilita
Dian Rahma Yoni
Rial Dwi Martasari
Noor Cahyo Dwi Aryanto
Mirzam Abdurrachman
Ayu Choirul Rohmah

Hak cipta dilindungi oleh Undang-Undang

Dilarang mengutip atau memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apapun, baik secara elektronik maupun mekanis, termasuk memfotocopy, merekam, atau dengan sistem penyimpanan lainnya, tanpa izin tertulis dari Penulis.

Editor : Septyo Uji Pratomo
Desain Sampul : Septyo Uji Pratomo

Cetakan Pertama, 2023
ISBN: 978-623-389-232-2

Diterbitkan oleh:
Penerbit LPPM UPN Veteran Yogyakarta
Jl. Padjadjaran 104 (Lingkar Utara), Condongcatur, Yogyakarta.
Telp. (0274) 486188,486733, Fax. (0274) 486400

Dicetak Oleh:
Lembaga Penelitian dan Pengabdian kepada Masyarakat
UPN Veteran Yogyakarta
Jl. Padjadjaran 104 (Lingkar Utara), Condongcatur, Yogyakarta,
Telp. (0274) 486188,486733, Fax. (0274) 486400

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kepada Tuhan Yang Maha Esa atas selesainya penyusunan buku ini. Buku ini berjudul "**Vulkanologi Lanjut**" dan terdiri dari tiga bab, yaitu:

1. Vulkanisme Monogenetik
2. Vulkanisme Poligenetik
3. Vulkanisme Sub-Aquoeus

Buku ini ditujukan untuk kalangan akademisi, pemerintah, bisnis, masyarakat umum, atau peminat buku tentang vulkanologi. Tujuannya adalah untuk memberikan pemahaman yang lebih mendalam tentang vulkanisme, baik dari segi teori maupun aplikasinya.

Penulis menyadari bahwa buku ini tidak hanya terbatas untuk kepentingan internal semata. Penulis berharap buku ini dapat bermanfaat bagi para pembaca dan dapat menjadi referensi bagi para peneliti, praktisi, dan masyarakat umum yang ingin mempelajari lebih lanjut tentang vulkanologi.

Penulis mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membantu dalam penyusunan buku ini, baik secara langsung maupun tidak langsung. Semoga buku ini dapat memberikan manfaat bagi para pembaca.

Hormat Kami,

Tim Penulis

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR.....	iii
DAFTAR ISI.....	v
DAFTAR GAMBAR.....	vii
BAB I	
VULKANISME MONOGENETIK.....	1
BIDANG VULKANIK MONOGENETIK.....	3
BIDANG LAVA, KERUCUT PERCIKAN, DAN KERUCUT SCORIA.....	11
MAAR - GUNUNG BERAPI DIATREMA.....	18
DEPOSIT CINCIN TEFRA.....	25
DANAU MAAR.....	26
ASOSIASI PEPERIT DENGAN GUNUNG BERAPI FREATOMAGMATIK.....	31
VULKANISME SURTSEYAN.....	42
BAHAYA VULKANIK DARI GUNUNG BERAPI MONOGENETIK.....	49
BAB II	
VULKANISME POLIGENETIK.....	53
ASAL-USUL ALIRAN PIROKLASTIK.....	67
ENDAPAN ALIRAN PIROKLASTIK.....	72
KALDERA DAN SEDIMENTASI TERKAIT DENGAN VULKANISME SILIKAT.....	76
SIKLUS KALDERA.....	79
PASCA AKTIVITAS HIDROTERMAL VULKANIK.....	86
BAB III	
VULKANISME SUB-AQUOEUS.....	89
PROSES VULKANIK DI BAWAH PERMUKAAN LETUSAN FREATOMAGMATIK SUBAQUEOUS.....	89
CONTOH LETUSAN FREATOMAGMATIK SUBAQUEOUS.....	91
TAHAP PENCAAMPURAN DALAM LETUSAN FREATOMAGMATIK.....	93
	95

LETUSAN MAGMATIK SUBAQUEOUS.....	97
DAFTAR PUSTAKA.....	103

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1. Bentukan vulkanik di sekitar gunung berapi strato Lamongan di Jawa Timur (Carn, 2000: hal. 84).....	4
Gambar 1.2. Penampang melintang skematis dari tiga tipe utama dari gunung api monogenetik (Cas dan Wright, 1988).....	7
Gambar 1.3. Penampang melintang dari sebuah maar yang khas (Lorenz, 2007).....	8
Gambar 1.4. Interpretasi proses letusan efusif dan eksplosif yang bertanggung jawab untuk pembentukan gunung berapi Lathrop Wells di Pegunungan Yucca, Nevada (Valentine dkk., 2006).....	12
Gambar 1.5. Model runtuhnya benteng rembesan air hujan (Sumner, 1998).....	14
Gambar 1.6. Struktur kerucut scoria (Vespermann dan Schminke, 2000).....	15
Gambar 1.7. Model air terjun lava Hawaii (Carey dan Bursik, 2000).....	17
Gambar 1.1. Model teoritis evolusi maar karena migrasi ke bawah dari pusat ledakan pada waktunya (Lorenz, 2007: gbr. 2).....	19
Gambar 1.9. Model teoretis evolusi kawah maar di lingkungan substrat keras dan lunak berdasarkan studi tentang kompleks vulkanik maar Feketehegy di Hongaria barat (Auer dkk., 2007).....	22
Gambar 1.2. Model teoritis pembentukan gunung berapi maar di sepanjang zona aktif secara hidrologis aktif di Eifel, Jerman (Lorenz, 1984).....	24
Gambar 1.3. Distribusi fasies dalam log stratigrafi terukur dari Hopi Butte, Arizona (Vazquez dan Ort, 2006: gbr.3).....	27
Gambar 1.13. Penurunan dan deformasi post-eruptif dari sedimen pembawa lignit Miosen di atas gunung berapi maar-diatrema Oligosen Kleinsaubernitz, Sachsen bagian timur, Jerman (setelah Lorenz, 2007: Gambar 4) Keterangan: 1. Sedimen pembawa lignit Miosen, 2. Gunung berapi maar-diatrema Oligosen, 3. Rekahan, 4. Tumpukan puing.....	28

Gambar 1.14. Profil seismik refleksi interpretatif dari dua maar dari Jerman; a) Baruth, b) Messel (setelah Schulz dkk., 2005: Gambar 5.) Keterangan: 1. Permukaan tanah, 2. Sedimen pasca-maar, 3. Sedimen maar, 4. Tuf, 5. Diatrema, 6. Batuan dasar.....	30
Gambar 1.15. Representasi skematis dari tipe-tipe peperit yang diidentifikasi dari ladang vulkanik freatomagmatik Neogene di Hongaria (setelah Martin dan Németh, 2007: Gambar 13).....	34
Gambar 1.16. Model letusan dari letusan Surtseyan (Kokelaar, 1983).....	40
Gambar 1.17. Model letusan Pahvant Butte. A) fase subaqueous awal, B) pembentukan jatuhnya subaqueous, C) fase muncul, awan letusan menembus permukaan danau (White, 1996).....	43
Gambar 1.18. Penampang melintang (a) Pahvant Butte dengan litofasies yang teridentifikasi (White, 1996).....	45
Gambar 1.19 Struktur dan morfologi Pahvant Butte, sebuah gunung berapi maar yang terletak di Utah, Amerika Serikat. Struktur dan morfologi Butte ini khas untuk gunung berapi freatomagmatik subaqueous (White, 1996).....	47
Gambar 1.20. Peta gunung berapi Capelinhos yang berkembang di tepi pulau vulkanik, Azores (Cole dkk., 2001).....	48
Gambar 2.1. Variasi bentang alam vulkanik sebagai fungsi dari ukuran dan parameter morfologi (Davidson dan De Silva, 2000).	54
Gambar 2.2. Diagram skematik yang merepresentasikan hubungan antara tekanan litostatik (p) dan tekanan berlebih erupsi (p_{ex}) dalam sistem magmatik aktif gunung berapi. (Davidson dan De Silva, 2000: hal. 671, Gambar 5).....	58
Gambar 2.3. Jenis pembangkitan aliran piroklastik menurut Cas dan Wright (1988), hal. 106, gbr. 5.11.....	70
Gambar 2.4. Bagian jurusan yang ideal dan sederhana dari tiga jenis endapan aliran piroklastik (setelah Cas dan Wright, 1988).....	74
Gambar 2.1. Siklus kaldera (Lipman, 2000: hal. 648, gbr.2).....	83

Gambar 2.2. Unsur morfologi dan struktural kaldera sesudahnya (Lipman, 2000: hal. 649, gbr. 3).....	83
Gambar 3.1. Model kemungkinan letusan air mancur bawah air dari singkapan Sullivan Timur (ROI 3).....	99

BAB I

VULKANISME MONOGENETIK

Letusan gunung berapi bervolume kecil sering disebut kerucut monogenetik, yang terbentuk dari endapan piroklastik berupa tefra, cincin, atau gundukan. Endapan piroklastik ini terdiri dari material yang jatuh, arus padat, atau remobilisasi material menuruni lereng (Connor dan Conway, 2000; Vespermann dan Schmincke, 2000). Letusan eksplosif (freatomagmatisme) yang didorong oleh interaksi magma-air merupakan penyebab utama terbentuknya bidang vulkanik monogenetik. Interaksi magma-air ini dapat terjadi antara magma dengan air tanah dangkal atau dalam, atau dengan sumber air permukaan. Perubahan iklim musiman dan rasio ketersediaan air permukaan dan air tanah dapat memengaruhi pembentukan berbagai jenis bentang alam vulkanik. Hal ini terutama terjadi di dataran rendah, di mana hidrogeologi batuan pedesaan mungkin sangat kompleks (White, 1991a).

Bentuk lahan vulkanik yang dihasilkan dalam pengaturan ini sangat tergantung pada beberapa faktor, termasuk sifat permukaan pra-erupsi, litologi, sifat mekanik batuan dinding saluran vulkanik, geometri *vent*, dan ketersediaan air dari eksternal (Lorenz, 1987). Penelitian vulkanologi pada bentuk lahan vulkanik monogenetik umumnya didasarkan pada gunung berapi muda dan berfokus pada perubahan morfologi jangka pendek, transportasi tefra, dan proses deposisi pasca-erupsi. Erosi dapat menyebabkan tereksposnya arsitektur bagian dalam gunung berapi monogenetik, yang mengandung informasi penting tentang mekanisme letusan gunung berapi (Lorenz dan Kurszlauskis, 2007).

Bidang vulkanik monogenetik biasanya terdiri dari ratusan gunung berapi yang berkelompok atau sejajar (Connor, 1987; Connor dkk., 1992; Condit dan Connor, 1996; Conway dkk., 1998; Connor dan Conway, 2000; Connor dkk., 2000; Valentine dkk., 2006). Proses vulkanik yang berlangsung selama jutaan tahun dapat menghasilkan medan vulkanik yang sangat luas. Selama jutaan tahun, gunung berapi individu dapat terkikis secara signifikan. Hal ini dapat menyebabkan terbentuknya berbagai bentang alam vulkanik yang terkikis di medan vulkanik. Selama waktu yang sangat lama, lanskap yang relatif seragam dapat berubah secara dramatis. Erosi dapat menyebabkan terjadinya proses tektonik, yang dapat mengangkat atau menurunkan bentang alam. Hal ini dapat menyebabkan terbentuknya bentang alam vulkanik yang terbalik, di mana cluster gunung berapi yang sebelumnya berada di zona dataran rendah dapat berada di posisi yang lebih tinggi (Németh dan Martin, 1999).

Dari sudut pandang ini, medan vulkanik monogenetik dapat digunakan untuk mengkarakterisasi laju erosi lanskap syn-erupsi di sekitarnya. Sisa-sisa erosi vulkanik dari gunung berapi yang berusia sama dapat membantu untuk menggambarkan kondisi geomorfologi untuk periode waktu yang sama (Nemeth dan Martin, 1999). Dengan kelompok usia yang cukup besar dari sisa-sisa erosi vulkanik dan data usia yang cukup baik, sejarah erosi dari daerah yang luas dapat direkonstruksi (dalam skala ratusan kilometer persegi). Dalam rekonstruksi geomorfologi ini, kombinasi pertimbangan geomorfologi umum dan tren erosi dari bentuk lahan vulkanik tertentu, seperti kerucut scoria, cincin tuff, kerucut tuff, dan maar, sangat penting. Ada banyak cara mekanis yang relatif untuk membangun kembali tahap erosi dari bentuk lahan monogenetik tertentu dan oleh karena itu memperkirakan tahap erosi dari bentang alam syn-erupsi di mana gunung

berapi tersebut meletus. Terutama di medan vulkanik yang lebih tua (jutaan tahun), sisa-sisa erosional dari gunung berapi freatomagmatik mengandung informasi penting tentang stratigrafi batuan syn-erupsi.

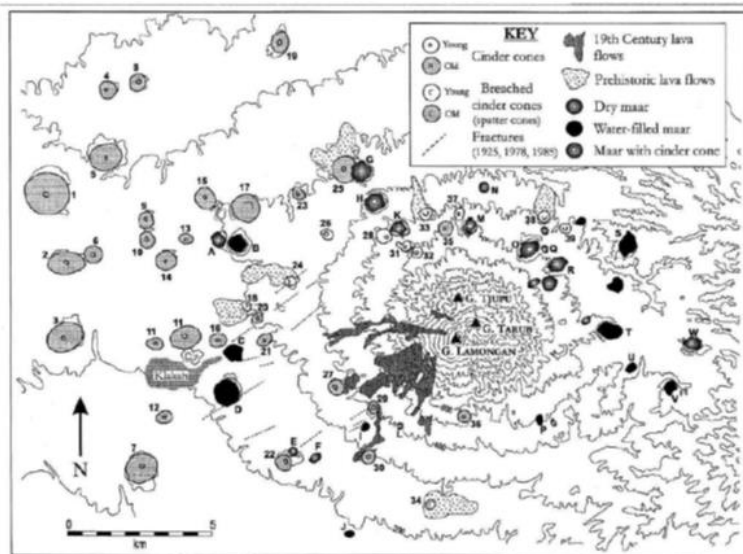
BIDANG VULKANIK MONOGENETIK

Aktivitas gunung berapi di permukaan Bumi sering menghasilkan medan vulkanik, bukan gunung berapi tunggal (Connor dan Conway, 2000; Walker, 2000). Medan vulkanik, terutama yang basaltik, adalah fitur vulkanik yang umum di Bumi (Walker, 1993). Mereka dapat berkembang sebagai gugusan gunung berapi bervolume kecil, seperti Hopi Buttes di Arizona (White, 1991b), atau di sekitar gunung berapi tengah, seperti lapangan vulkanik di Lamongan, Jawa (Carn, 2000).

Bidang vulkanik monogenetik adalah bidang di mana gunung berapi individu (terutama basaltik) terbentuk selama episode tunggal aktivitas gunung berapi, tanpa letusan berikutnya. Bidang vulkanik secara keseluruhan dapat aktif selama jutaan tahun (Walker, 1993). Bentuk vulkanik intrakontinental dicirikan oleh tingkat pasokan magma yang rendah selama periode waktu yang relatif lama (jutaan tahun) (Takada, 1994; Connor dkk., 2000). Biasanya, mereka terdiri dari ventilasi vulkanik yang tersebar, yang sering dianggap monogenetik karena tampaknya tidak pernah mencapai tahap konstruksi stratovulkanisme (Walker, 1993).

Meskipun gunung berapi monogenetik umumnya kecil dalam ukuran dan volume produk letusan akumulasi, pada pengamatan lebih dekat mereka sering menunjukkan tanda-tanda beberapa letusan. Hal ini menyebabkan arsitektur mereka menjadi kompleks, terlepas dari ukurannya yang kecil.

Bentukan vulkanik di pengaturan benua sering dikaitkan dengan gunung berapi perisai besar dan bidang aliran lava (Greeley, 1982; Walker, 1993; Hasenaka, 1994; Németh, 2004). Gunung berapi freatomagmatik di lapangan vulkanik biasanya dikaitkan dengan dataran rendah atau lembah (Lorenz, 1973, 1986; Lorenz dan Büchel, 1980). Pusat letusan eksplosif magmatik dan ladang lava yang luas biasanya terletak di dataran tinggi atau daerah dengan ketersediaan air terbatas. Aliran lava biasanya terbatas pada lembah atau berhenti di belakang penghalang geomorfik sin-vulkanik. Aliran lava mungkin tidak meninggalkan zona ventilasi sumbernya, membentuk danau lava, atau mengisi kawah gunung berapi freatomagmatic yang lebar.



Gambar 1.1. Bentuk vulkanik di sekitar gunung berapi strato Lamongan di Jawa Timur (Carn, 2000: hal. 84)

Distribusi gaya ventilasi yang berbeda dapat memberikan informasi penting tentang sistem drainase lanskap syn-vulkanik dan fisiografinya (Lorenz dan Büchel, 1980). Identifikasi freatomagmatisme yang tersebar luas di

banyak bidang menunjukkan ketersediaan air permukaan dan air tanah yang luas di wilayah tersebut pada masa syn-vulkanik.

Bidang vulkanik dalam pengaturan terestrial, terutama yang dikembangkan di cekungan fluvio-lacustrine, seperti lapangan berumur Mio/Pliosen cekungan Pannonian Barat (Martin dan Németh, 2004) atau dataran Sungai Ular (Godchaux dkk., 1992; Wood dan Clemens, 2004; Németh dan White, 2007), merupakan bidang vulkanik yang sangat menarik dari sudut pandang vulkanologi dan paleogeomorfologi. Sejarah vulkanik yang relatif panjang dari bidang vulkanik seperti itu dan lingkungan danau/fluvial yang berdekatan menjadikannya area yang ideal untuk mempelajari vulkanisme sublacustrine, per-lacustrine, dan post-lacustrine, serta evolusi paleogeomorfologi.

Bidang tersebut memiliki peluang besar untuk mengembangkan pengetahuan kita tentang mekanisme letusan yang dihasilkan dari interaksi magma-air di seluruh spektrum rasio magma/air, dengan hubungan khusus dengan lingkungan paleo, paleohidrologi terkait, dan karakteristik fisik unit pra-vulkanik. Penelitian saat ini berfokus pada empat karakteristik fisik dasar dari medan vulkanik:

1. Jumlah, jenis, dan riwayat letusan ventilasi individu (Connor, 1990; Siebe dkk., 2005; Valentine dkk., 2006).
2. Waktu dan tingkat kekambuhan letusan gunung berapi di bidang vulkanik tertentu (Tanaka dkk., 1986; Condit dan Connor, 1996; Conway dkk., 1998).
3. Distribusi ventilasi dan kompleks vulkanik (Connor, 1987).
4. Hubungan medan vulkanik dan gunung berapi di dalamnya dengan fitur tektonik seperti cekungan,

patahan, dan zona retakan (Connor dkk., 1992; Stamatakos dkk., 1997; Connor dkk., 2000).

Secara umum, tiga elemen utama yang memengaruhi pendakian dan penempatan magma di Bumi dan planet lain adalah (Walker, 1989):

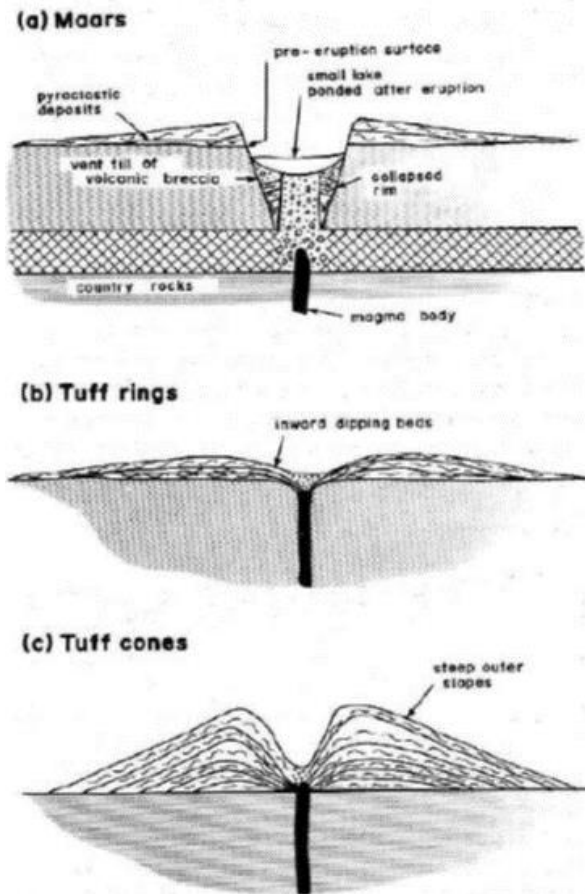
1. Pembentukan magma dan daya apung.
2. Batas reologi di litosfer.
3. Batas kepadatan di litosfer.

Selain ketiga faktor tersebut, medan tegangan (lokal dan regional) juga memainkan peran penting dalam mengendalikan pendakian magma. Medan tegangan ini umumnya terkait dengan fitur struktural dari litosfer yang dihadapi oleh magma.

Gunung berapi monogenetik adalah gunung berapi yang meletus hanya sekali selama sejarah letusannya. Mereka biasanya berbentuk kecil dan kerucut, seperti kerucut scoria, kerucut tufa, cincin tufa, atau maar. Letusan gunung berapi monogenetik biasanya singkat dan berumur pendek, dengan durasi yang lebih pendek dari waktu pembekuan yang diperlukan untuk sistem makan untuk memberikan magma. Definisi ini berguna untuk mengklasifikasikan gunung berapi yang meletus magma mafik dan menghasilkan kerucut dalam volume kecil yang terkait dengan aliran lava panjang yang bervariasi. Gunung berapi freatomagmatik, seperti maars dan cincin tufa, dianggap sebagai ekuivalen basah dari kerucut scoria. Oleh karena itu, mereka juga dianggap sebagai gunung berapi monogenetik.

Saksi mata dari beberapa letusan gunung berapi maar bersejarah mendukung hipotesis bahwa letusan gunung berapi monogenetik biasanya berlangsung dalam waktu singkat. Analisis komponen tefra freatomagmatik juga menunjukkan bahwa proporsi lelehan yang terlibat dalam letusan gunung berapi monogenetik biasanya sangat

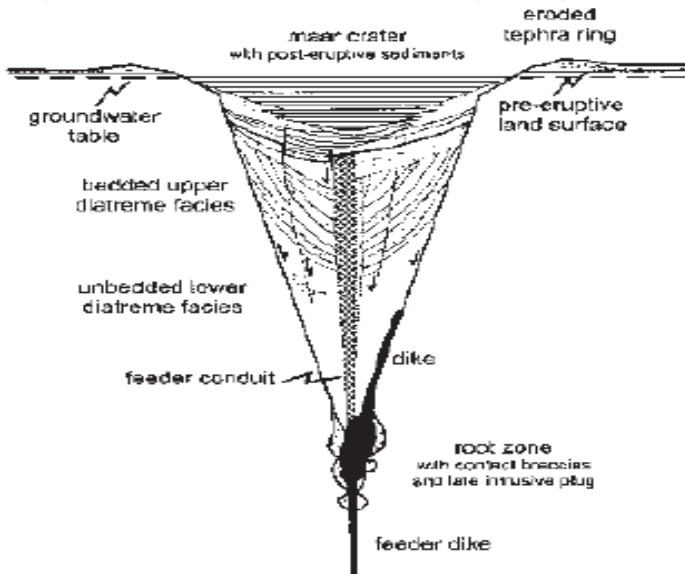
rendah. Namun, ada juga beberapa kerucut scoria yang menunjukkan transisi bertahap ke arah gunung berapi komposit. Oleh karena itu, kerucut scoria tersebut sulit untuk diklasifikasikan sebagai gunung berapi monogenetik atau polygenetik.



Gambar 1.2. Penampang melintang skematis dari tiga tipe utama dari gunung api monogenetik (Cas dan Wright, 1988).

Berdasarkan sejarah letusan, jelas bahwa sebagian besar gunung berapi ini besar dan menghasilkan deposit tefra yang beragam, termasuk produk letusan magmatik dan freatomagmatik. Gunung berapi freatomagmatik sering

dikaitkan dengan kerucut scoria, kerucut percikan, dan aliran lava. Mereka membentuk kompleks vulkanik, yang terdiri dari gunung berapi individu yang berjarak dekat. Kompleks vulkanik semacam itu secara individual dapat memenuhi kriteria istilah "monogenetik" yang ketat. Namun, sulit atau bahkan tidak mungkin untuk mengidentifikasi fitur-fitur ini dalam gunungapi purba.



Gambar 1.3. Penampang melintang dari sebuah maar yang khas (Lorenz, 2007).

Gunung berapi monogenetik dapat terbentuk di berbagai lingkungan geologi, tetapi bentuk lahan vulkaniknya sangat bergantung pada ketersediaan air dan lingkungan tempat letusan terjadi. Dalam lingkungan air penuh, seperti di bawah danau atau laut, gunung berapi monogenetik membentuk gundukan piroklastik berbentuk lensa. Gundukan ini terdiri dari endapan arus densitas piroklastik datar, yang didorong oleh magma yang naik (White, 1996).

Di lingkungan perairan dangkal, setelah pembangunan gundukan piroklastik, awan letusan dan material piroklastik menembus permukaan air dan membentuk kerucut tefra. Kerucut tefra ini diapit curam di atas gundukan tefra basal, yang terbentuk dari aliran piroklastik yang lebih awal. Dalam lingkungan udara penuh, ketika magma berinteraksi dengan air tanah, danau, laut, atau sungai, cincin tefra lebar yang perlahan tenggelam terbentuk (Heiken, 1971). Cincin tefra ini terdiri dari gelombang dasar bergantian dan jatuh piroklastik, yang dihasilkan oleh letusan eksplosif (Vespermann dan Schminke, 2000).

Ketika magma berinteraksi dengan air tanah, gunung berapi maar terbentuk, yaitu kawah yang terbentuk karena ledakan hidrotermal. Kawah maar dikelilingi oleh lapisan tefra datar, yang merupakan endapan piroklastik yang didorong oleh ledakan (Vespermann dan Schminke, 2000). Lantai kawah maar melemahkan permukaan syn-erupsi. Magma yang naik ke permukaan menciptakan tekanan yang dapat memecah batuan di bawahnya. Maar memiliki empat bagian yang berbeda (Lorenz, 1986; White, 1991b; Lorenz dan Kurszlauskis, 2007):

- Zona perakaran: Zona ini terdiri dari intrusi magma yang sering bercampur dengan matriks saluran pengisi puing-puing vulkaniklastik dan blok batuan negara yang runtuh.
- Diatrema rendah: Zona ini terdiri dari endapan piroklastik yang mengisi saluran magma yang lebih awal.
- Diatrema atas: Zona ini terdiri dari endapan piroklastik yang didorong oleh ledakan.
- Danau kawah: Zona ini terdiri dari akumulasi sedimen yang bervariasi, termasuk endapan piroklastik, lelehan, dan air.

Maar dapat terpapar sesuai dengan tingkat erosi pada bentang alam sekitar. Erosi dapat menyebabkan runtuhnya tefra yang menutupi kawah. Identifikasi yang jelas dan pertimbangan geometri dari arsitektur vulkanik maar dapat memberikan informasi penting tentang tingkat erosi. Informasi ini dapat digunakan untuk mempelajari sejarah erosi suatu wilayah. Menggunakan bidang vulkanik monogenetik yang telah terkikis untuk menghitung erosi jangka panjang dan untuk memperkirakan palaeogeografi suatu daerah adalah alat yang ampuh untuk merekonstruksi lanskap fase syn-gunung berapi. Informasi ini dapat digunakan untuk mempelajari sejarah vulkanik suatu wilayah.

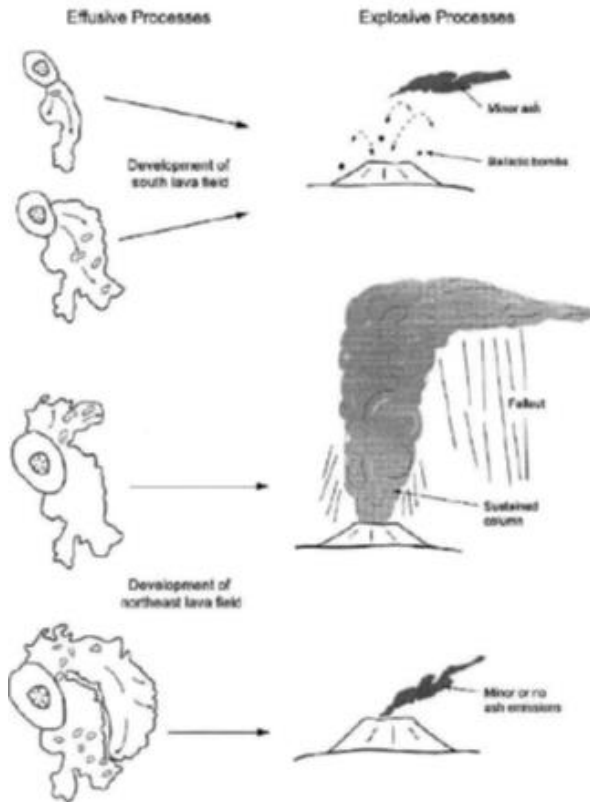
Gunung berapi maar dan diatrema adalah fitur geologi yang unik karena dapat melestarikan sedimen pra-vulkanik yang telah terkikis. Sedimen ini dapat memberikan informasi penting tentang stratigrafi dan sejarah geologi suatu wilayah. Fase ledakan freatomagmatik terjadi di hampir semua gunung berapi bervolume kecil, terutama di daerah lembah dengan ketersediaan air yang baik. Fase ini menghasilkan kawah maar dan lapisan tefra datar. Fase selanjutnya adalah letusan eksplosif magmatik, yang biasanya terjadi di gunung berapi yang lebih besar. Fase ini menghasilkan kerucut scoria dan aliran lava (Gomez dkk., 1992).

Gunung berapi freatomagmatik umumnya meletus di cekungan fluvio-lakustrin. Hal ini berarti bahwa lanskap syn-vulkanik sering kali berbentuk cekungan atau lembah. Aktivitas vulkanik dapat meremajakan dari waktu ke waktu di gunung berapi volume kecil yang telah dianggap monogenetik. Hal ini dapat menantang karakteristik "monogenetik" dari gunung berapi tersebut. Proses ini harus dipertimbangkan dalam estimasi erosi lanskap dari gunung berapi volume kecil.

BIDANG LAVA, KERUCUT PERCIKAN, DAN KERUCUT SCORIA

Gunung berapi Hawaiian dan Strombolian menghasilkan kerucut percikan, scoria, dan/atau cinder. Laju letusan, kandungan volatil, komposisi magma, dan suhu adalah faktor-faktor yang paling jelas yang mengendalikan letusan ini. 95% dari letusan gunung berapi cinder berlangsung kurang dari satu tahun, berbeda dengan gunung berapi komposit yang terbentuk dari beberapa letusan selama ribuan tahun. Hal ini penting untuk dipertimbangkan dalam penilaian bahaya (Houghton dan Schminke, 1989; Houghton dkk., 1999; Verspermann dan Schminke, 2000).

Morfologi kerucut scoria dapat digunakan untuk penanggalan, tetapi penelitian baru menunjukkan bahwa erosi dapat memperumit proses ini. Letusan basaltik plinian jarang terjadi, tetapi merupakan fenomena vulkanik yang berbahaya. Gunung berapi perisai adalah sumber utama lava di provinsi intraplate (Walker, 1993). Letusan besar biasanya terkait dengan sistem rekahan yang terbuka, tetapi letusan juga dapat terjadi di sistem ventilasi sentral. Aliran lava individual yang terkait dengan bidang vulkanik intracontinental biasanya berukuran sekitar 5-10 kilometer, tetapi beberapa aliran lama juga diketahui (Johnson, 1989). Ketebalan total tutupan lava dapat mencapai beberapa puluh meter dan dapat menutupi sebagian besar bidang vulkanik. Kerucut scoria Strombolian dan kerucut percikan Hawaiian adalah fitur yang umum dijumpai pada vulkanik di kerak benua. Kerucut ini biasanya merupakan titik sumber aliran lava. Bidang vulkanik basaltik umumnya disertai dengan aliran lava yang bervariasi dari tipe aa' hingga pahoehoe (Connor dan Conway, 2000; Killburn, 2000).



Gambar 1.4. Interpretasi proses letusan efusif dan eksplosif yang bertanggung jawab untuk pembentukan gunung berapi Lathrop Wells di Pegunungan Yucca, Nevada (Valentine dkk., 2006)

Bidang aliran lava memiliki ciri morfologi permukaan yang khas, seperti tumuli, *sky rise*, punggung paus, tabung lava, dan pegunungan bertekanan (Killburn, 2000). Ciri-ciri ini umumnya memiliki bentukan yang besar, sekitar puluhan meter, dan tingkat letusan, komposisi magma, dan kondisi aliran lava yang khas. Di antara ciri-ciri tersebut, tumuli adalah pengangkatan berbentuk punggung paus yang umum di bidang aliran lava pahoehoe. Tumuli dapat ditemukan di berbagai tempat di dunia, termasuk Deccan, India (Duraiswami dkk., 2001),

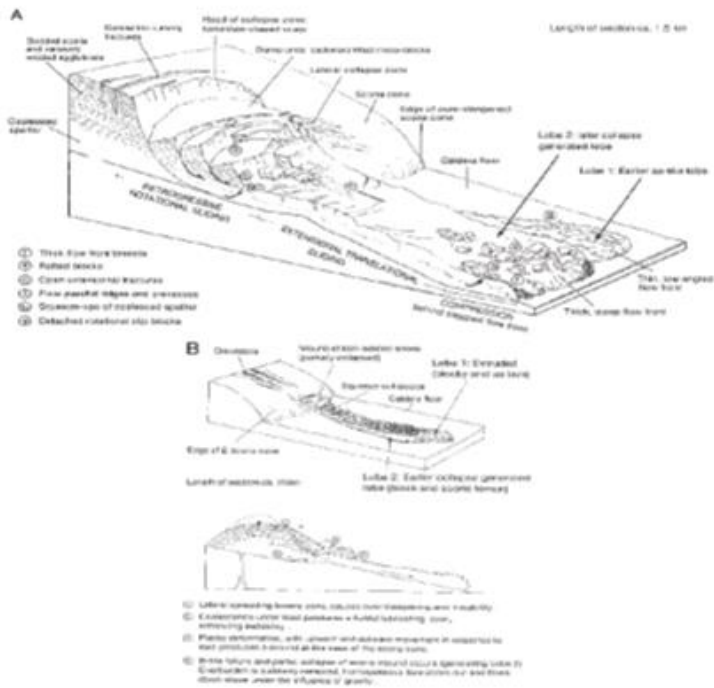
Hawaii, Amerika Serikat (Walker, 1991), Etna, Italia (Calvari dkk., 2003), Islandia (Mattsson dan Hoskuldsson, 2005) dan Australia (Olliver, 1964, Wilmoth dan Walker, 1993).

Tumulus dapat dibedakan menjadi tiga jenis berdasarkan jaraknya dari sumber letusan: tumuli berlapis lava, tumuli lereng atas, dan tumuli lobus aliran. Tumuli lobus aliran adalah yang paling besar dan umum ditemukan di bagian tengah dan ujung bidang aliran. Tumulus dapat memberikan informasi penting tentang sejarah letusan bidang aliran. Besaran dan karakteristik tumuli dapat digunakan untuk memperkirakan durasi letusan. Ada juga breksi lava tipis antara bidang perlapisan lava individu. Breksi lava ini terbentuk dari fragmentasi lava akibat gesekan dan tumbukan selama aliran lava (Rossi dan Gudmundsson, 1996; Walker, 1991).

Kerucut percikan (*spatter cone*) terdiri dari serangkaian lapisan lava yang keras dan berwarna merah, dengan beberapa bongkahan besar atau bom lava yang sangat berpori. Lapisan-lapisan ini terbentuk dari akumulasi material yang dilemparkan ke udara oleh letusan gunung berapi. Kerucut percikan dan kerucut scoria dapat terbentuk dalam berbagai bentuk, termasuk tumpukan curam atau bergerigi, atau tumpukan bulat dan datar. Kerucut percikan dapat dihancurkan oleh aliran lava yang bergerak dari sisinya.

Scoria strombolian dan endapan percikan sering ditemukan di dekat pusat vulkanik maar. Pusat vulkanik maar bahkan dapat menghasilkan letusan Hawaii dan Strombolian dari beberapa titik letusan yang berbeda, yang dapat menyebabkan aglomerasi atau bahkan lava klastogenik. Contoh jenis endapan ini dapat ditemukan di bagian utara kompleks maar Gödrös-Diós di kompleks vulkanik maar Gunung Berapi Tihany, Hungaria (Németh

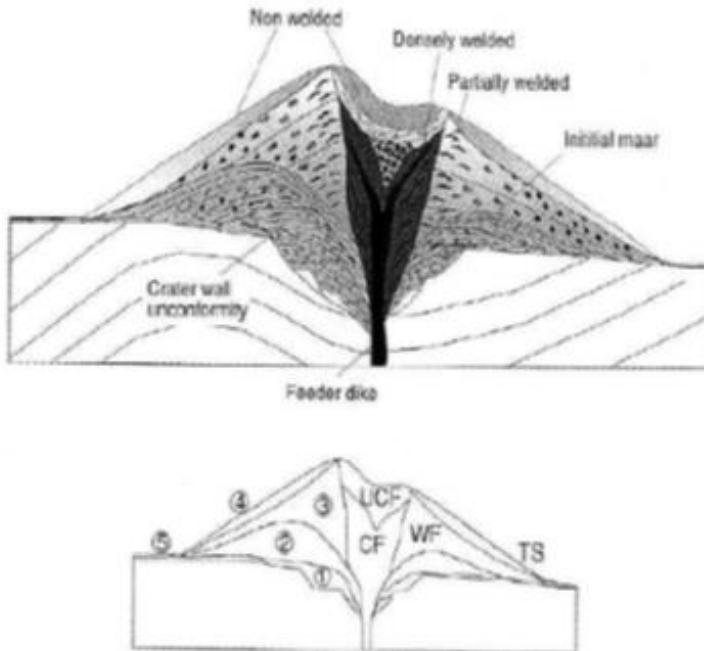
dkk. 1999). Sisa kerucut scoria Strombolian di wilayah Füzes-tó di lapangan vulkanik Bakony-Balaton Highlands, Hungaria, menunjukkan adanya breksi gunung api skorian di matriks peperitik dekat vent. Breksi ini menunjukkan bahwa lubang tersebut berisi air lumpur jenuh selama aktivitas Strombolian.



Gambar 1.5. Model runtuhnya benteng rembesan air hujan (Sumner, 1998)

Proses letusan magmatik dan degassing menyebabkan pembentukan kerucut scoria dengan zona inti yang umum (Vespermann dan Schminke, 2000). Karakteristik tekstur piroklastik, seperti vesikulasi tinggi, bentuk fluidal, dan warna gelap, menunjukkan *degassing* dan fragmentasi magmatik akibat letusan Strombolian eksplosif. Tekstur abu lava dan lapili kaya piroklastik yang rapat dan sedikit berorientasi menunjukkan aliran lava Hawaiiian.

Interkalasi umum lapisan scoria kerucut scoria dengan endapan rontok yang dilas dan/atau aliran lava klastogenik menunjukkan perubahan gaya letusan yang tiba-tiba dari strombolian ke hawaiian dan sebaliknya (Jaupart dan Vergnolle 1988; Vergnolle dkk., 1996; Sumner, 1998; Vespermann dan Schmincke, 2000). Adanya breksi piroklastik, tuf lapili, dan tuf pada kerucut scoria adalah tanda-tanda pengaruh freatomagmatik pada letusan (Houghton dan Hackett, 1984; Houghton dkk., 1991; Doubik dan Hill, 1999; Houghton dkk., 1999).



Gambar 1.6. Struktur kerucut scoria (Vespermann dan Schmincke, 2000)

Kerucut scoria adalah bentuk vulkanik subaerial yang paling umum di Bumi. Kerucut scoria terbentuk dari letusan eksplosif magma mafik dalam waktu singkat, biasanya beberapa hari atau minggu (Vespermann dan Schmincke, 2000). Namun, kerucut scoria berumur panjang

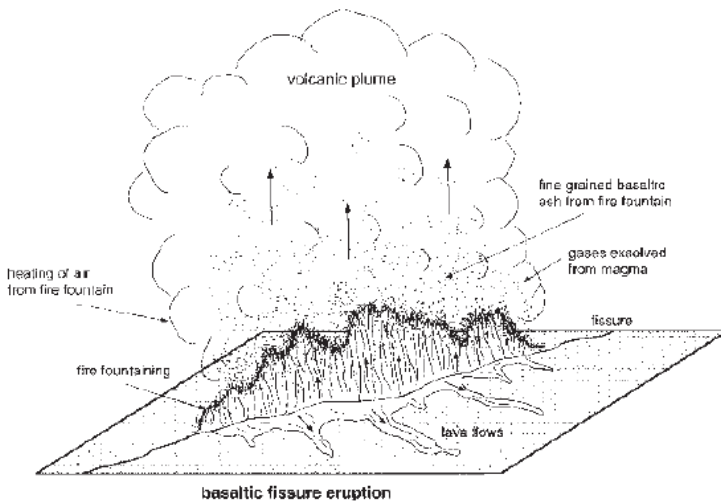
juga ada, seperti Parícutin di Meksiko yang aktif selama 9 tahun (Luhr dan Simkin, 1993). Kerucut scoria sering ditemukan di ladang vulkanik dan gunung berapi pusat, tetapi hanya sedikit studi terperinci yang telah dilakukan tentang arsitekturnya. Bagian dalam kerucut scoria biasanya terdiri dari agglutinate yang dilas, yang lebih tahan terhadap erosi dan dapat bertahan lama (Mcgetchin dkk., 1972; Chouet dkk., 1974; Mcgetchin dkk., 1974; Mcgetchin dan Settle, 1975; Head dan Wilson 1989; Riedel dkk., 2003).

Analisis rinci dari endapan yang diawetkan pada kerucut scoria menunjukkan bahwa letusan *scoria cone* dikendalikan oleh sistem magmatik dangkal (Houghton dkk., 1999). Parameter yang bervariasi, seperti pola degassing, tingkat magma, dan interaksi dengan air eksternal, dapat menyebabkan perubahan mendadak dalam urutan letusan. Secara umum, letusan *scoria cone* terkait dengan aktivitas strombolian yang didorong oleh fragmentasi magmatik yang terjadi di daerah permukaan dekat saluran vulkanik terbuka. Namun, kerucut scoria juga dapat menunjukkan transisi bertahap antara aktivitas Hawaiian dan Strombolian (Blackburn dan Sparks, 1976; Houghton dkk., 1999).

Penurunan kandungan gas tidak menyebabkan transisi dari letusan Hawaii ke letusan Strombolian, tetapi menyebabkan transisi ke letusan lava vesikuler pasif. Beberapa penulis menyarankan bahwa perubahan dari letusan Hawaii ke letusan Strombolian membutuhkan pengurangan yang signifikan dalam kecepatan magma naik (Parfitt dan Wilson, 1995).

Di antara banyak endapan baru-baru ini yang diidentifikasi terkait dengan letusan eksplosif basaltik, letusan Tarawera (Selandia Baru) pada tahun 1886 adalah contoh klasik dari gaya letusan mafik (sub) Plinian.

Letusan Strombolian yang ganas adalah letusan eksplosif magma mafik yang ditandai dengan kolom letusan dengan ketinggian kurang dari 10 km, produksi abu tebal, dan letusan lava simultan. Mekanisme regenerasi, fragmentasi, transportasi, dan deposisi abu dalam letusan ini kurang dipahami, tetapi letusan seperti itu telah diidentifikasi baru-baru ini, tidak hanya selama letusan gunung berapi komposit, tetapi juga dalam kerucut scoria tunggal. Contoh terbaik dari letusan ini adalah Gunung Parícutin di Meksiko (1943-1953) (Houghton dkk., 2004).



Gambar 1.7. Model air terjun lava Hawaii (Carey dan Bursik, 2000)

Letusan Parícutin menghasilkan endapan tefra tebal, termasuk abu dan lapili, yang tersebar hingga beberapa kilometer dari kerucut vulkanik (Luhr dan Simkin, 1993; Newton dkk., 2005.). Studi komparatif terhadap kerucut monogenetik muda lainnya di wilayah Michoacán, Meksiko, menunjukkan bahwa kerucut-kerucut tersebut mungkin telah meletus dengan gaya yang sama seperti Parícutin (Hasenaka dan Carmichael, 1985). Bukti lapangan lebih lanjut dari sabuk vulkanik trans-Meksiko barat menunjukkan bahwa letusan Strombolian mafik di

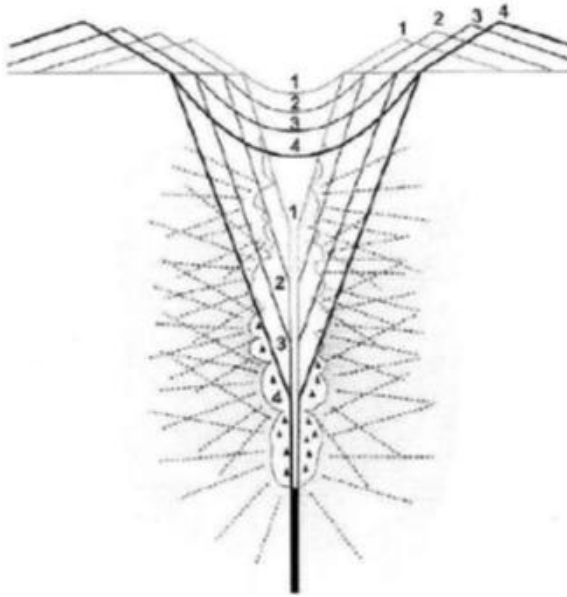
antara kerucut scoria mungkin lebih umum daripada yang diperkirakan sebelumnya (Martin dan Németh, 2006).

MAAR - GUNUNG BERAPI DIATREMA

Maar adalah gunung berapi bervolume kecil yang merupakan bentang alam vulkanik paling umum kedua di Bumi. Maar memiliki karakteristik kawah yang lebar dan dalam, yang biasa disebut fitur "*hole-in-the-ground*" (Lorenz, 1985). Interaksi magma dan air dianggap sebagai kekuatan pendorong utama yang menyebabkan pembentukannya. Pembentukan tiba-tiba uap selama magma dan air berinteraksi menghasilkan ledakan uap yang mengganggu batuan dasar dan menciptakan defisit massa di dalam dan sekitar pusat ledakan, yang mengarah ke pembentukan kawah runtuh (Lorenz, 1985; Zimanowski dkk., 1991, 1997; Buttner dkk., 2002).

Lokasi ledakan secara bertahap bermigrasi ke bawah karena sumber air secara bertahap berinteraksi dengan magma di sekitar situs ledakan. Maar bukanlah kelompok gunung berapi yang memiliki karakteristik yang baik atau ketat. Ada transisi yang hampir terus menerus ke kerucut scoria (cinder), yang dianggap sebagai bentang alam vulkanik paling umum di Bumi. Kerucut scoria seringkali hanya memiliki sejarah letusan berumur pendek, ketika interaksi air-magma berlangsung. Dalam hal ini, maar dapat dipandang sebagai padanan "basah" dari kerucut scoria.

Maar adalah gunung berapi yang kompleks, tetapi bervolume kecil jika kita mempertimbangkan bahwa mereka umumnya membentuk kelompok atau cluster, atau memiliki struktur yang dikendalikan. Di bidang vulkanik, gunung berapi biasanya berada di antara dua anggota akhir seperti maars dan kerucut scoria, dan oleh karena itu studi tentang bentang alam tersebut harus mencakup keduanya.



Gambar 1.1. Model teoritis evolusi maar karena migrasi ke bawah dari pusat ledakan pada waktunya (Lorenz, 2007: gbr. 2)

Terdapat dua model pembentukan gunung berapi maar-diatrema: model magmatik dan model freatomagmatik. Model magmatik secara khusus berkaitan dengan magma ultrabasa, ultrabasa, dan karbonatitik. Model ini melibatkan magma cair yang kaya akan volatil yang, dekat dengan permukaan Bumi, fragmen batuan dasar sehingga membentuk zona akar berbentuk tidak teratur dari tingkat yang lebih dalam hingga hampir permukaan. Terobosan eksplosif ke permukaan diharapkan menghasilkan pembentukan kawah maar dan kemudian, melalui difusi fluida, penyebaran ke bawah isi zona akar untuk membentuk diatrema berbentuk kerucut, dan pencampuran klastika diatrema (Woolsey dkk., 1975; McCallum dkk., 1977; Wolfe, 1980; Mitchell, 1986).

Model freatomagmatik, di sisi lain, menjelaskan interaksi eksplosif antara magma yang sedang naik dengan air tanah, mula-mula dekat dengan permukaan dan kemudian menembus ke bawah dari lokasi ledakan (Lorenz, 1985). Berbagai lokasi ledakan individu atau rongga bersama-sama membentuk zona akar. Ejeksi batuan dasar yang terfragmentasi secara eksplosif menyebabkan defisit massa dan akibatnya runtuhnya batuan di atasnya. Melalui proses-proses ini, diatrema terbentuk dan, pada prinsipnya, mewakili fitur keruntuhan yang mirip seperti lubang wastafel.

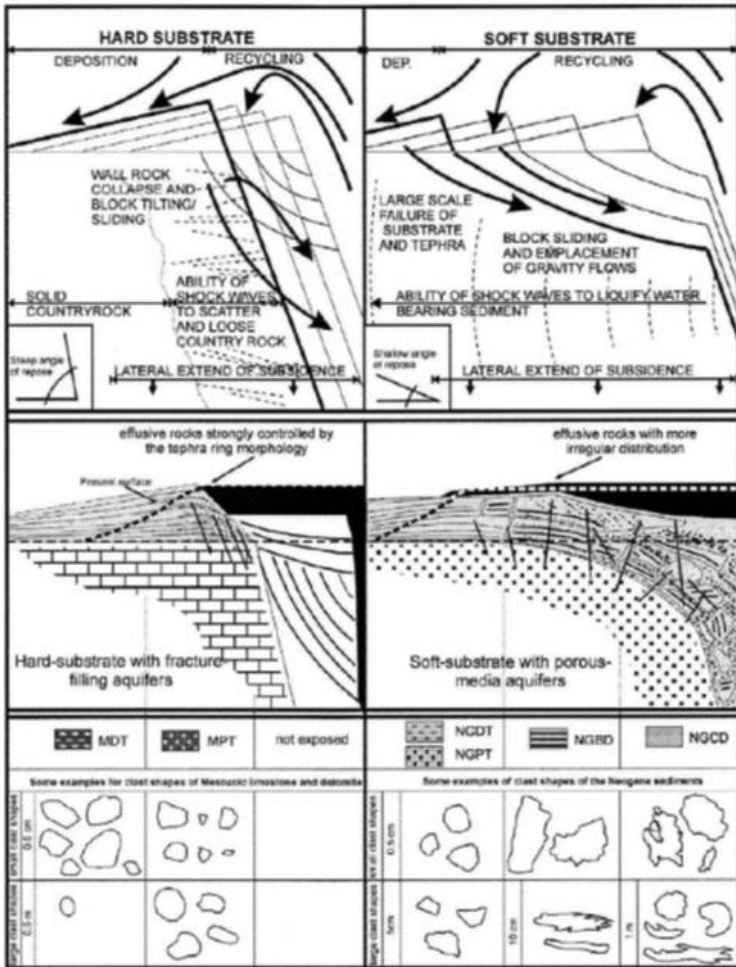
Penetrasi eksplosif ke bawah dari zona akar pada tanggul suplai dan akibatnya fase keruntuhan diatrema mengarah ke diatrema yang tumbuh dan kawah maar yang tumbuh di atasnya (Lorenz, 1986). Ledakan dan letusan freatomagmatik merupakan mekanisme kunci untuk pembentukan gunung berapi maar-diatrema, terlepas dari komposisi magma atau jenis batuan induk. Namun, kondisi lingkungan (termasuk magma dan karakteristik batuan induk) tampaknya menyebabkan cukup banyak variabilitas dalam ukuran dan bentuk maar dan karakteristik endapannya.

Selanjutnya, freatomagmatism di gunung berapi maar dapat terjadi dengan tahap letusan eksplosif murni magmatik, campuran letusan magmatik/freatomagmatik, atau bahkan tahap akhir letusan lava danau. Karena pembentukan maar didorong oleh interaksi aliran air dan lelehan pemberontakan, setelah runtuhnya kawah, aliran air tanah dengan cepat mengisi cekungan vulkanik dan menciptakan danau kawah yang dalam (Büchel dan Lorenz, 1993). Danau maar memiliki sisi yang curam, sering kali dikelilingi oleh tebing tefra curam yang tidak stabil yang dapat terkikis dengan cepat ke dalam danau.

Maars menghasilkan endapan kompleks baik di dalam maupun di luar kawah mereka. Catatan letusan diperumit oleh interaksi yang kompleks antara proses magmatik dan freatomagmatik di saluran, proses olahraga di arus vertikal dan lateral, dan proses pengendapan.

Diatrema memiliki substruktur kawah maar dan cincin tefra-nya (Lorenz, 1986; White, 1991b; Lorenz dan Kurszlaukis, 2007). Dalam gunung berapi maar-diatrema, sejumlah besar batuan dasar terfragmentasi dan umumnya lapilli juvenil dan bom dikeluarkan. Pembentukan lapilli dan bom ini dikaitkan dengan ledakan termohidrolik di zona akar diatrema. Bagian batuan dasar yang terfragmentasi dapat runtuh atau meluncur ke zona akar yang dievakuasi sebagian dan dengan demikian membentuk deposit aliran massa setelah setiap ledakan (Lorenz dkk., 2002; Lorenz dan Kurszlaukis, 2007). Di Patagonia, Argentina, diatrema baru ditemukan berdiri sekitar 100 m di atas bidang sekitarnya, mengekspos diatrema lebih rendah dari gunung berapi freatomagmatik dan sistem makan gili mereka (Martin dkk., 2005). Diatrema sendiri adalah struktur vulkanik berbentuk kerucut yang dipotong menjadi batuan pra-erupsi. Mereka memiliki kedalaman hingga 2,5 km dan diameter atas hingga 1-2 km. Mereka diisi oleh puing-puing klastik, balok-balok yang lebih besar mereda, dan batuan yang seringkali mengganggu.

Volume isian diatrema hampir sama dengan volume cincin tefra yang hanya terdiri dari tiga lapis dan endapan abu distal. Dengan demikian, diatremas merupakan bagian penting dari gunung berapi maar-diatrema. Diatremas berbentuk kerucut yang agak teratur berlanjut di kedalaman ke zona akar. Zona akar ini bentuknya tidak beraturan dan melapisi tanggul pengumpan magmatik gunung berapi (Lorenz dan Kurszlaukis, 2007).

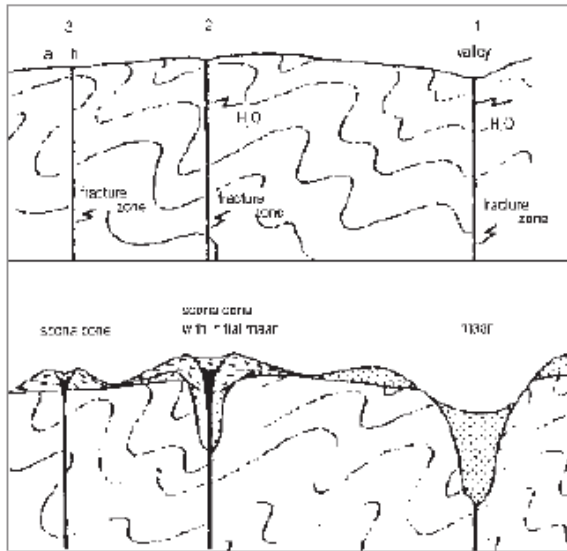


Gambar 1.9. Model teoretis evolusi kawah maar di lingkungan substrat keras dan lunak berdasarkan studi tentang kompleks vulkanik maar Feketehegy di Hongaria barat (Auer dkk., 2007)

Dalam lingkungan “substrat lunak” (lihat Gambar 5.9), gunung berapi maar luas dan didasari oleh diatremas berbentuk “gelas sampanye” (Lorenz, 2003; Sohn dan Park, 2005; Auer dkk., 2007). Sebaliknya, kawah gunung berapi maar yang meletus melalui lingkungan “batuan keras” (lihat Gambar 1.9) akan berbentuk curam, dipenuhi

dengan endapan delta vulkaniklastik dan didasari oleh diatrema dalam (Lorenz, 2003; Sohn dan Park, 2005; Auer dkk., 2007). Gunung berapi maar-diatrema diasosiasikan dengan jenis magma yang terlibat dalam vulkanisme.

The West Eifel Volcanic Field, Jerman, adalah contoh klasik bagaimana struktur batuan dasar yang sudah ada sebelumnya mempengaruhi dan mengontrol posisi dan perilaku emplasemen magma yang naik di kerak paling atas (Schmincke, 1977; Lorenz dan Büchel, 1980; Lorenz, 1984; Büchel, 1993). Gunung berapi maar-diatrema Eifel Barat terbentuk oleh aktivitas freatomagmatik di persimpangan sebagian besar tanggul basaltik dengan sesar atau sambungan bantalan air lokal, terutama, tetapi tidak secara eksklusif, di bawah dasar lembah yang dikendalikan sesar (lihat Gambar 1.10) (Lorenz, 1984). Jika air meteorik tidak tersedia, kerucut scoria terbentuk di tanggul oleh aktivitas magmatik, tanpa pembentukan diatrema (Lorenz, 1984). Kimberlit dan karbonatit juga tampaknya mengikuti pola emplasemen yang tampaknya dikendalikan oleh struktur batuan dasar (Downes dkk., 2007). Sementara mekanisme penempatan terakhir mereka masih dalam pembahasan (proses pembentukan diatrema utama dianggap terkait baik dengan perluasan fase gas remaja atau interaksi magma naik dengan air tanah), pekerjaan yang diterbitkan terutama selama dua dekade terakhir telah menunjukkan bahwa posisi banyak dari pipa ekonomis penting adalah untuk setidaknya beberapa sejauh dikendalikan oleh kerak diskontinuitas.



Gambar 1.2. Model teoritis pembentukan gunung berapi maar di sepanjang zona aktif secara hidrologis aktif di Eifel, Jerman (Lorenz,1984)

Zona pergeseran, sesar transform, pengangkatan gaya lengkung dari struktur ruang bawah tanah yang sudah ada sebelumnya, dan medan tegangan umum pada saat penempatan jenis magma ini telah dikutip sebagai penyebabnya, atau setidaknya sebagai yang mempengaruhi emplasemen pipa dan tanggul (Jacques dan Milligan, 2004; Jones dan Craven, 2004; Griffin dkk., 2005). Yang menarik, terutama untuk tujuan eksplorasi, adalah sejauh mana posisi dan emplasemen pipa kimberlit dikendalikan oleh struktur batuan dasar. Selain itu, penting untuk keperluan penambangan untuk menentukan interaksi bentuk pipa dengan ketidakhomogenan di batuan dasar.

Morfologi zona akar gunung berapi maar-diatrema tampaknya sangat rentan terhadap kesalahan batuan dan pola bersama. Bergantung pada jenis magma yang

terlibat, lokalitas, dan keadaan erosi, gunung berapi maar-diatrema mungkin memiliki relevansi ekonomi. Gunung berapi maar-diatrema yang paling relevan secara ekonomi adalah kimberlite berlian dan pipa lamproite yang terdapat di semua kawah utama. Di Eifel Barat, Jerman, beberapa diatrema mendasari kawah maar yang menyalurkan CO₂ ke arah permukaan. CO₂ ini dapat digunakan dalam air bersoda atau minuman ringan, atau murni untuk tujuan eksperimental industri. Batuan piroklastik dari diatremas dan cincin maar tefra mungkin mewakili bahan yang cocok untuk digunakan sebagai agregat jalan dan tujuan serupa.

DEPOSIT CINCIN TEFRA

Suksesi cincin tefra umumnya diinterpretasikan sebagai endapan dari arus kerapatan piroklastik, seperti lonjakan dasar. Endapan terjadi melalui hilangnya energi secara bertahap serta masukan material jatuh ke dalam arus gelombang dasar yang lewat (Dellino dkk., 1990, 2004a, 2004b; Dellino, 2000; Dellino dan La Volpe, 2000). Deposisi material jatuh yang umum di antara endapan cincin tefra diinterpretasikan sebagai hasil dari perubahan intermiten di gaya letusan, di mana ketersediaan air untuk bahan bakar interaksi magma-air ditekan (Houghton dkk., 2004).

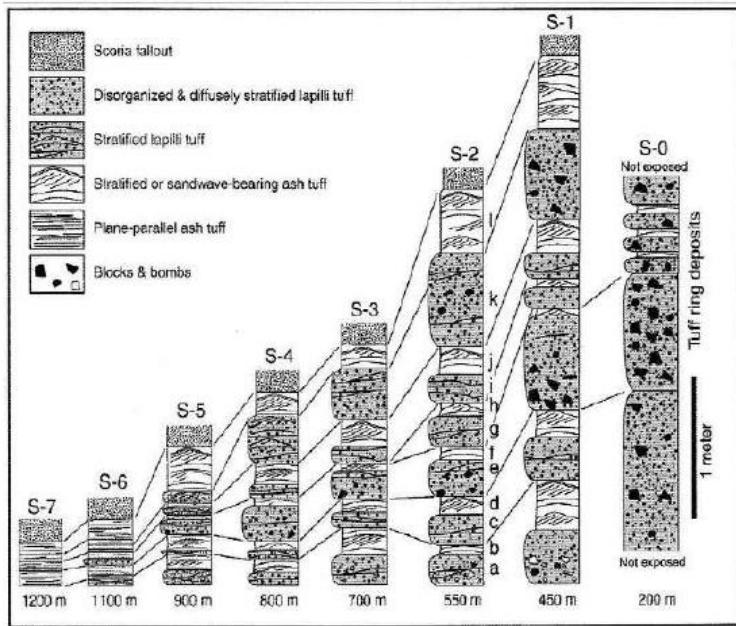
Endapan pasir yang diendapkan dari pengerjaan ulang sin-vulkanik oleh aliran puing dan/atau aliran massa hiperkonsentrasi juga umum ditemukan di cincin tefra (Lajoie dkk., 1992; Sohn, 1996; Vázquez dan Ort, 2006). Variasi fasies pada urutan cincin tuf telah diamati di berbagai lokasi. Di Crater Elegante, Meksiko, fasies lapisan gelombang pasir proksimal digantikan oleh fasies masif di daerah medial, dan oleh fasies alas planar di daerah paling distal (lihat Gambar 1.12) (Wohletz dan Sheridan, 1979). Sebuah variasi fasies dari unit lonjakan tunggal dari Hopi Butte mengikuti tren yang berbeda. Unit ini memiliki bidang perlapisan yang teratur di bagian

sentral, *bedding* dan *sandwave bedding* di bagian medial, dan *paralel bedding* di daerah distal (lihat Gambar 1.12) (Vázquez dan Ort, 2006). Di daerah distal, bidang perlapusan cenderung subhorizontal, tanpa undulasi dramatis kontak dengan perlapusan. Jumlah tumbukan melorot atau bantalan bantalan lapili akresi di bagian distal suksesi cincin tefra menjadi kurang umum. Bidang perlapusan tersebut menyambung ke samping sepanjang puluhan meter.

Umumnya, endapan freatomagmatik dan sedimen gunung api syn-gunung berapi yang tercampur di antara endapan cincin tefra menunjukkan adanya remobilisasi berkelanjutan dari endapan tefra baru selama letusan. Remobilisasi ini terbaik digambarkan sebagai lembar erosi di sisi gunung berapi. Lumpur mengalir dan aliran puing-puing di daerah distal membentuk tempat tidur tabular yang terselimuti oleh tefra lonjakan dasar yang dominan. Proporsi tefra yang dikerjakan ulang dalam suksesi vulkaniklastik meningkat dengan jarak dari ventilasi.

DANAU MAAR

Ketika letusan freatomagmatik dari gunung berapi maar-diatrema akhirnya berakhir, kawah terisi air. Danau maar yang dihasilkan memiliki kedalaman yang besar relatif terhadap diameternya dan terisolasi dari sekitarnya oleh material yang dikeluarkan (dinding kawah). Arsitektur khusus ini memengaruhi danau dan sedimennya. Danau-danau ini memerangkap material dari daerah tangkapan air yang sangat kecil (Wilde dan Frankenhauser, 1998; Zolitschka dkk., 2000; Scharf dkk., 2001; Mingram dkk., 2004a, 2004b; Kotthoff dan Schmid, 2005; Sabel dkk., 2005). Bahan klastik allochthonous mencapai kawah terutama sebagai arus turbulensi yang berasal dari bibir kawah (materi yang dikeluarkan) (Drohmann dan Negendank, 1993).

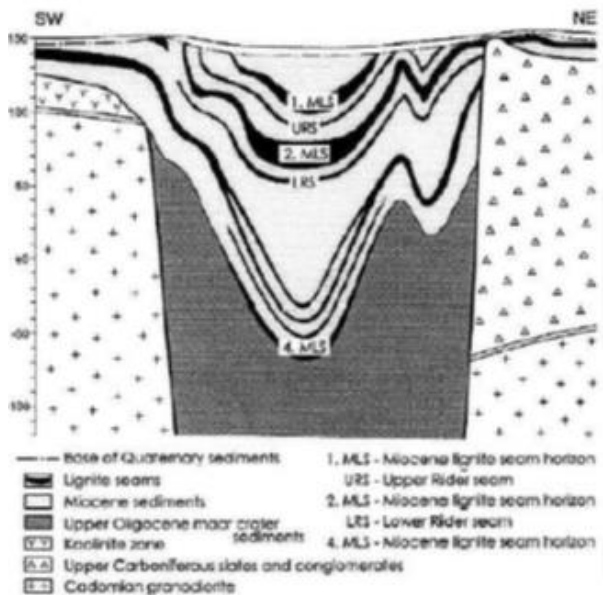


Gambar 1.3. Distribusi fasies dalam log stratigrafi terukur dari Hopi Butte, Arizona (Vazquez dan Ort, 2006: gbr.3)

Sedimen *autochthonous* di danau maar seringkali didominasi oleh material alga. Lapisan mekar alga bergantian dengan lapisan sedimen latar yang menciptakan endapan berlapis (Mingram, 1998; Belis dkk., 1999; Brukner-Wein dkk., 2000; Schabetsberger dkk., 2004). Dan danau maar sering mengembangkan pembagian air meromiktik di kolomnya, yang menyediakan kondisi luar biasa untuk pelestarian struktur sedimen dan fosil. Selama sejarah pasca-letusan gunung berapi maar, tanah longsor, runtuhnya dinding kawah, aliran puing-puing vulkaniklastik, dan arus turbiditas membentuk suksesi lakustrin khas di danau maar.

Periode merusak ini sering disertai dengan periode panjang tenang, selama pengendapan bahan tersuspensi

dapat menghasilkan urutan dilaminasi. Laminasi ini merupakan karakteristik dari *paleoenvironment*, dan karena itu, gunung berapi maar sering dianggap situs yang sangat baik di mana catatan pengendapan kontinental dapat terjaga dengan baik (Vázquez dkk., 2004; Krausbay dkk., 2006; Garcin dkk., 2006). Cincin tuf besar dan maar mungkin menampung ketebalan sedimen lakustrin yang terakumulasi dalam waktu lama (ribuan tahun) di kawah mereka. Di cekungan Pannonia bagian barat, misalnya, setidaknya 3 kawah maar diketahui di mana suksesi lakustrin setebal beberapa puluh meter terpelihara (Martin dan Németh, 2004).



Gambar 1.13. Penurunan dan deformasi post-eruptif dari sedimen pembawa lignit Miosen di atas gunung berapi maar-diatrema Oligosen Kleinsaubernitz, Sachsen bagian timur, Jerman (setelah Lorenz, 2007: Gambar 4) Keterangan: 1. Sedimen pembawa lignit Miosen, 2. Gunung berapi maar-diatrema Oligosen, 3. Rekahan, 4. Tumpukan puing.

Sedimen lakustrin basah dan memiliki ruang pori yang signifikan. Seiring waktu, ketebalan suksesi dapat turun

secara signifikan, yang dapat menyebabkan penurunan yang signifikan dari tambalan kawah (Suhr dkk., 2004). Studi suksesi lakustrin tersebut memberikan bukti besar dari proses tersebut (Suhr dkk., 2004), dalam bentuk beddings yang berbelit-belit dan terdistorsi, struktur pelepasan air, atau blok yang tidak biasa satu sama lain (Németh dkk., 2002; Csillag dkk., 2004; Csillag dkk., 2004).

Setelah erosi dan penggalian suksesi lakustrin, posisi suksesi lakustrin dapat digunakan untuk memperkirakan posisi asli lanskap syn-erupsi pada apa yang kemudian menjadi gunung berapi. Namun, penurunan bertahap dan pemadatan suksesi pengisian kawah harus diperhitungkan untuk mendapatkan estimasi yang benar dari permukaan syn-vulkanik (lihat Gambar 1.13). Dalam kasus apapun ketika subsidence dan/atau pemotongan suksesi endapan danau diakui, posisi permukaan syn-erupsi bisa secara signifikan lebih tinggi daripada yang mungkin diharapkan dari dasar murni dari ukuran dan fitur sedimen yang diawetkan di suksesi.

Jika gunung berapi freatomagmatik (misalnya maar) terbentuk, diameter kawah bisa mencapai beberapa kilometer. Kawah sebesar itu bisa diisi dengan jumlah air yang signifikan (kisaran puluhan meter). Dalam danau kawah tersebut, dalam kasus rejuvenasi aktivitas gunung berapi, letusan dapat terjadi murni dari dasar kawah untuk muncul (Németh dkk., 2007). Setelah erosi, sedimen vulkaniklastik dapat terakumulasi di kawah membentuk asosiasi fasies sedimen kompleks yang serupa dengan yang terbentuk di cekungan sedimen subaqueous normal (Németh dkk., 2007).

Untuk membedakan antara lingkungan sedimen yang murni terkait dengan pengaturan cekungan syn-letusan dari lingkungan sedimen yang diciptakan oleh letusan gunung berapi, adalah penting untuk merekonstruksi

evolusi lanskap gunung berapi di wilayah tersebut. Hanya dengan identifikasi yang benar dari hubungan 3D antara fasies vulkanik yang terkait dengan kompleks vulkanik, memungkinkan rekonstruksi yang benar dari posisi landscape syn-gunung berapi.

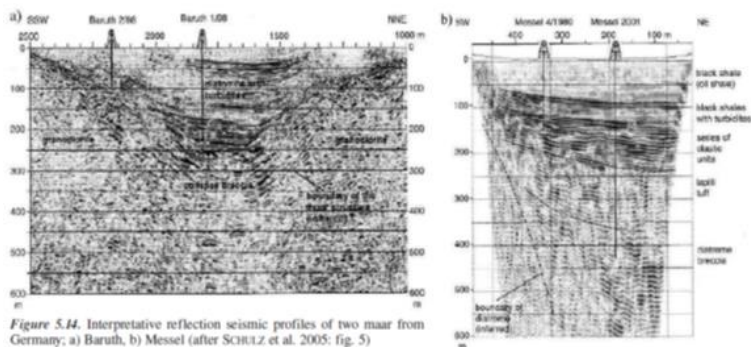


Figure 5.14. Interpretative reflection seismic profiles of two maar from Germany; a) Baruth, b) Messel (after SCHULZ et al. 2005: fig. 5)

Gambar 1.14. Profil seismik refleksi interpretatif dari dua maar dari Jerman; a) Baruth, b) Messel (setelah Schulz dkk., 2005: Gambar 5.)
Keterangan: 1. Permukaan tanah, 2. Sedimen pasca-maar, 3. Sedimen maar, 4. Tuf, 5. Diatrema, 6. Batuan dasar.

Anomali geofisika di atas maar dan diatrema bervariasi dalam karakternya dan tidak memberikan bukti pasti untuk asal freatomagmatik (Büchel, 1987; Schulz dkk., 2005; Cassidy dkk., 2007). Kebanyakan maar dan diatrema terkubur oleh sedimen pasca-genetik. Metode geofisika menghasilkan penemuan awal mereka dan pengeboran berikutnya memberikan sampel geologi, yang mengkonfirmasi asal-usul freatomagmatik mereka. Interpretasi satu set data geofisik melalui maar atau struktur diatrema yang dicurigai bisa ambigu. Ketika dikombinasikan, bagaimanapun, dengan metode geofisika pelengkap dan database yang ada dari maar atau struktur diatrema yang diketahui, penilaian yang lebih pasti dapat dibuat.

Ciri geofisika paling menonjol yang terkait dengan maar atau diatrema adalah anomali gravitasi negatif (Schulz dkk., 2005). Titik terendah gravitasi ini umumnya

melingkar dan menutupi seluruh struktur. Mereka disebabkan oleh perubahan litologi dan fisik yang terkait dengan letusan freatomagmatik. Dalam struktur maar yang terawat baik, pengisian sedimen kepadatan rendah dari depresi topografi kawah berkontribusi pada gravitasi rendah.

Secara umum, anomali magnet yang terkait dengan maar atau struktur diatrema lebih kompleks daripada anomali gravitasi (Schulz dkk., 2005). Alasannya adalah proses intrusi sangat kompleks di diatrema atau di kepenuhan sedimen dari maar. Selain itu, pengembangan kerucut hujan rintik-rintik ke kawah maar dapat menyebabkan anomali magnet.

Kehadiran cairan di rekahan dan ruang pori batuan maar dan diatrema yang terinduksi oleh eksplorasi menyebabkan penurunan tingkat resistivitas yang dapat dipetakan secara efektif dengan berbagai metode kelistrikan (Brunner dkk., 1999). Survei seismik refleksi memungkinkan pencitraan rinci morfologi struktur maar (lihat Gambar 1.14). Metode well logging sangat berguna untuk investigasi rinci lubang bor pada struktur maar dan diatrema.

ASOSIASI PEPERIT DENGAN GUNUNG BERAPI FREATOMAGMATIK

Peperit adalah batuan piroklastik yang terbentuk dari interaksi antara magma dan sedimen basah. Peperit menunjukkan berbagai tekstur kompleks, yang mencerminkan berbagai proses yang terjadi selama pembentukannya. Peperit umum dijumpai di banyak pengaturan geologi, di mana magma bersentuhan dengan sedimen air. Kehadiran peperit menunjukkan bahwa vulkanisme dan sedimentasi terjadi pada saat yang bersamaan. Peperit juga dapat memberikan wawasan

tentang sifat transportasi magma bawah permukaan dan sifat sedimen inang pada saat letusan.

Peperit umum dijumpai di sepanjang tepi dan berdekatan dengan benda-benda yang mengganggu, serta di mana aliran lava mengalir melalui sedimen basah. Pengakuan proses pembentukan peperit di wilayah sub-vulkanik gunung berapi freatomagmatik telah diberikan dari beberapa lokasi. Peperit biasanya terbentuk ketika magma memasuki sedimen basah yang tidak terkonsolidasi. Inang dapat berupa sedimen klastik apa pun, dan fenomena interaktif terjadi dalam berbagai variasi dalam berbagai kondisi fisik. Secara umum, peperit dianggap sangat umum dan terkait dengan busur urutan gunung berapi-sedimen lain yang terkait dengan sistem vulkanik komposit.

Pada pengaturan tersebut, peperit dan lapisan vulkaniklastik terkait dapat membentuk sejumlah besar endapan dengan tekstur dan rentang komposisi yang sangat beragam, dari riolit hingga jenis batuan dasar. Peperit dan lingkungan vulkaniklastik terkait penting dalam merekonstruksi lingkungan paleo. Telah diketahui baru-baru ini bahwa peperit dan lingkungan piroklastik yang terkait sama umum ditemukan dalam endapan pengisian ventilasi freatomagmatik volume kecil dan/atau di sepanjang kontak antara sedimen dan mafik, umumnya intrusi volume kecil dan lava, seperti pada stratovolkan yang lebih lengkap dan/atau sistem vulkanik kaldera (Martin dan Németh, 2007; Németh dan Martin, 2007). Di cekungan Pannonia, berbagai peperit akhir-akhir ini telah dijelaskan dalam sistem vulkanik mafik volume kecil freatomagmatik.

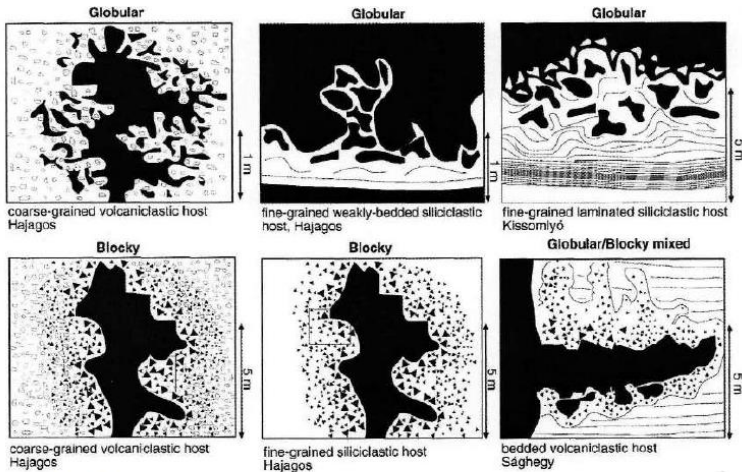
Peperit umumnya berkaitan dengan gunung berapi terrestrial freatomagmatik bervolume kecil, terutama di lapangan vulkanik, yang berkembang di wilayah

permukaan dan bawah permukaan yang menyediakan air dalam jumlah banyak dan/atau sedimen jenuh air untuk mempertahankan freatomagmatism. Peperit sering digambarkan berdasarkan morfologi klas juvenil sebagai blok atau cair, tetapi ada berbagai macam bentuk lain yang perlu diperhitungkan juga (Busby-Spera dan White, 1987). Perbedaan bentuk sering dijelaskan oleh perbedaan tekstur sederhana dari deposit host, yaitu tekstur halus dan/atau kasar yang dapat menghasilkan peperit globular dan/atau kuning, masing-masing (Busby-Spera dan White, 1987). Namun, contoh dari lapangan vulkanik freatomagmatik di cekungan Pannonia menunjukkan bahwa klasifikasi sederhana ini bukan satu-satunya parameter pengendali (Martin dan Németh, 2007).

Peperit dalam kaitannya dengan gunung berapi freatomagmatik dapat berkembang ketika tanggul pengumpan mengganggu sedimen jenuh air yang mengisi 1) cekungan cincin maar atau tufa, dan/atau 2) zona ventilasi, dan/atau 3) aliran lava yang keluar dari gunung berapi tersebut (lihat Gambar 1.15). Namun, ketiga jenis peperit mungkin menyarankan interpretasi lingkungan yang berbeda, dan karena itu interpretasi tersebut mungkin menyiratkan perbedaan rekonstruksi geomorfologis. Pada cekungan Pannonia bagian barat (Hongaria), butte yang tertutup lava, misalnya Kissomlyó (Martin dan Németh, 2005), biasanya disertai dengan berbagai macam peperit yang menunjukkan lingkungan basah tempat aliran lava meletus. Namun, rekonstruksi posisi aliran lava perlu dibentuk sebelum kesimpulan geomorfologis dapat dibuat.

Di bagian barat cekungan Pannonia, sebagian besar aliran lava meletus di dalam kawah gunung berapi freatomagmatik. Oleh karena itu, keberadaan peperit hanya berarti bahwa zona kawah dan belum tentu lanskap sinvulkanik di sekitarnya "basah" dan jenuh air.

Identifikasi peperit dalam pengaturan seperti itu tidak menjamin rekonstruksi lingkungan letusan maupun



Gambar 1.15. Representasi skematis dari tipe-tipe peperit yang diidentifikasi dari ladang vulkanik freatomagmatik Neogene di Hongaria (setelah Martin dan Németh, 2007: Gambar 13).

Gunung berapi maar-diatrema terbentuk dari letusan freatomagmatik yang timbul dari kontak magma naik dengan air tanah di akuifer yang tersedia. Jika kontak ini dihilangkan, magma melanjutkan pendakiannya ke permukaan, memberikan berbagai bentuk vulkanik dan produk yang terkait erat dengan gunung berapi maar-diatrema. Secara umum, letusan maar-diatrema terjadi pada tahap lanjutan atau terminal dalam evolusi gunung berapi. Namun, di daerah kering, letusan yang membentuk maar sering didahului oleh aktivitas yang efektif dan/atau Strombolian (Gutmann, 2003).

Berbagai skenario dan faktor pengendali perubahan gaya letusan dalam letusan maar-diatrema masih belum sepenuhnya dipahami. Namun, beberapa faktor yang mungkin berperan antara lain (White, 1991b):

- Fluks magma: Freatomagmatik mungkin terhambat kecuali fluks magma relatif rendah terhadap tingkat pasokan air.
- Posisi kolom magma: Freatomagmatik mungkin terhambat kecuali bagian atas kolom magma telah surut, mungkin di bawah tabel air.
- Waktu: Freatomagmatik mungkin terhambat seiring waktu, karena interaksi magma-air berkurang.

Urutan evolusi umum dari letusan maar-diatrema adalah sebagai berikut (White, 1991a):

- Letusan hidromagmatik: Letusan ini ditandai dengan pelepasan energi yang tinggi, menghasilkan material piroklastik yang kasar dan abu.
- Letusan Strombolian: Letusan ini ditandai dengan keluarnya magma secara terus-menerus, menghasilkan material piroklastik yang lebih halus dan aliran lava.
- Letusan lava: Letusan ini ditandai dengan keluarnya magma secara besar-besaran, menghasilkan aliran lava yang luas.

Urutan waktu umum dari peristiwa letusan dan distribusi jenis ventilasi vulkanik (kering dan basah) sehubungan dengan geomorfologi lanskap pra-vulkanik telah ditetapkan dengan baik. Gunung berapi freatomagmatik umumnya ditemukan di daerah rendah, sedangkan kerucut scoria umumnya ditemukan di daerah tinggi (Doubik dan Hill, 1999).

Contoh:

- Gunung berapi maar-diatrema di area kering: Gunung berapi maar-diatrema di area kering sering didahului oleh aktivitas yang efektif dan/atau Strombolian. Hal ini karena magma harus terlebih dahulu mencair dan mencapai permukaan sebelum dapat berinteraksi dengan air tanah.

- *Transient hydromagmatic events*: *Transient hydromagmatic events* adalah peristiwa hidromagmatik yang terjadi secara tiba-tiba dan cepat. Peristiwa ini sering terjadi di akhir letusan maar-diatrema, ketika kolom magma telah terpotong dan air tanah mulai kembali ke permukaan.

Intermittent freatomagmatik activity adalah aktivitas vulkanik yang terjadi secara terputus-putus akibat akses tiba-tiba air tanah untuk saluran vulkanik. Aktivitas ini sering terjadi pada tahap akhir letusan, ketika level magma mulai menurun. Pada pulau laut besar seperti Hawaii Kilauea, *intermittent freatomagmatik activity* telah dijelaskan oleh Dzurisin dkk. (1995). Menurut penelitian mereka, endapan yang paling luas di Kilauea (anggota abu Uwekahuna) adalah endapan basaltik setebal beberapa meter dan endapan jatuh. Endapan setebal beberapa meter ini disimpulkan sebagai hasil dari dua gelombang piroklastik utama, masing-masing didahului oleh air mancur lava yang sangat kuat dari lubang dekat puncak gunung berapi.

Air tanah dapat masuk ke saluran vulkanik melalui berbagai cara, termasuk:

- *Rekahan*: Rekahan yang terbentuk di kerak bumi dapat memungkinkan air tanah mengalir ke saluran vulkanik.
- *Diatrema*: Diatrema adalah lubang besar yang terbentuk di kerak bumi akibat letusan freatomagmatik. Diatrema dapat menjadi jalan masuk bagi air tanah untuk mengalir ke saluran vulkanik.
- *Aliran lava*: Aliran lava yang bergerak di atas permukaan tanah dapat melelehkan batuan dan membentuk rongga-rongga di bawahnya. Rongga-rongga ini dapat menjadi jalan masuk bagi air tanah untuk mengalir ke saluran vulkanik.

Pada tahap akhir letusan, level magma mulai menurun. Hal ini dapat menyebabkan magma di saluran vulkanik menjadi dingin dan mengeras. Jika air tanah kemudian masuk ke saluran vulkanik, dapat terjadi interaksi antara air dan magma yang mengeras. Interaksi ini dapat menghasilkan gelombang piroklastik, yang merupakan ledakan yang kuat yang menghasilkan awan panas dan abu.

Dalam kasus Kilauea, dua gelombang piroklastik utama yang diamati oleh Dzurisin dkk. (1995) disebabkan oleh air tanah yang masuk ke saluran vulkanik. Gelombang piroklastik pertama terjadi setelah air mancur lava yang sangat kuat dari lubang dekat puncak gunung berapi. Air mancur lava ini menyebabkan batuan di sekitar lubang meleleh dan membentuk rongga yang kemudian diisi oleh air tanah. Interaksi antara air dan magma yang mengeras di rongga ini menyebabkan gelombang piroklastik pertama.

Gelombang piroklastik kedua terjadi setelah air mancur lava berhenti. Air mancur lava yang berhenti menyebabkan magma di saluran vulkanik menjadi lebih dingin dan mengeras. Jika air tanah kemudian masuk ke saluran vulkanik, dapat terjadi interaksi antara air dan magma yang mengeras. Interaksi ini menyebabkan gelombang piroklastik kedua.

Peristiwa ledakan magmatik dan freatomagmatik simultan di gunung berapi yang sama telah dikenali dari rangkaian cincin tufa di banyak gunung berapi. Dalam posisi berdiri, sederet endapan piroklastik basaltik freatomagmatik ("basah") dan magmatik ("kering") yang membentuk cincin tufa, seperti cincin tufa crater hill di Selandia Baru, berisi satuan yang hanya dapat diartikan sebagai produk pencampuran ejecta dari ledakan basah dan kering simultan di porsi berbeda dari sistem ventilasi

beberapa (Houghton dkk. 1999). Jenis lain dari endapan campuran telah dikenali dari Eifel, di mana endapan piroklastik basaltik campuran (basah dan kering) terdokumentasi ditafsirkan untuk mewakili pencampuran dari dua sumber titik (misalnya ventilasi) dengan karakter yang cukup berbeda tetapi stabil (Houghton dan Schmincke 1986, 1989). Kedua situs yang terdokumentasi dengan baik menyoroti kompleksitas dinamika letusan didominasi “basah”, mafik volcano.

Peristiwa ledakan magmatik dan freatomagmatik simultan dapat terjadi di gunung berapi yang sama. Hal ini dapat disebabkan oleh beberapa faktor, termasuk:

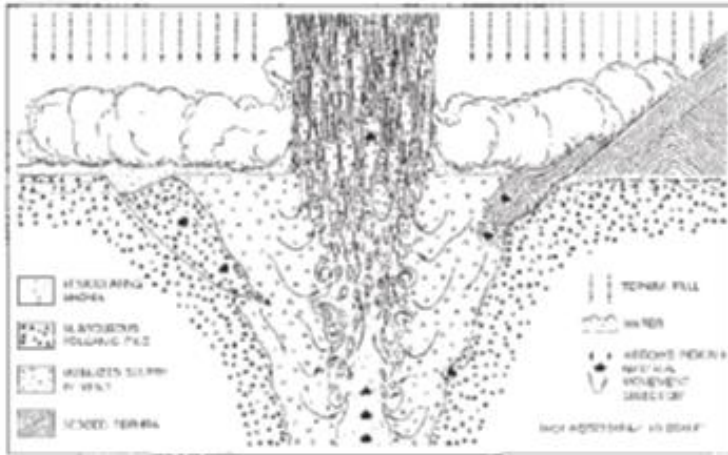
- Kehadiran dua atau lebih sumber magma dengan komposisi yang berbeda: Sumber magma yang lebih basa, seperti basaltik, lebih cenderung menghasilkan letusan freatomagmatik. Sumber magma yang lebih asam, seperti andesitik atau riolitik, lebih cenderung menghasilkan letusan magmatik.
- Perubahan dalam komposisi magma: Magma dapat berubah komposisinya seiring waktu. Perubahan ini dapat disebabkan oleh pencampuran dengan magma dari sumber lain, atau oleh reaksi kimia antara magma dan batuan di sekitarnya.
- Perubahan dalam kondisi di sekitar gunung berapi: Kondisi di sekitar gunung berapi dapat berubah seiring waktu, seperti tingkat air tanah atau jumlah gas yang terkandung dalam magma. Perubahan ini dapat mempengaruhi gaya letusan.

Pada kasus cincin tufa Crater Hill di Selandia Baru, endapan piroklastik basaltik freatomagmatik dan magmatik ditemukan dalam posisi yang bercampur. Hal ini menunjukkan bahwa kedua jenis letusan terjadi secara bersamaan. Jenis lain dari endapan campuran telah dikenali dari Eifel, Jerman. Endapan ini terdiri dari material piroklastik basaltik yang tercampur, yang

ditafsirkan sebagai produk pencampuran dari dua sumber titik yang berbeda. Sumber titik pertama menghasilkan magma basaltik yang lebih basa, sedangkan sumber titik kedua menghasilkan magma basaltik yang lebih asam. Kedua situs ini menunjukkan bahwa dinamika letusan di gunung berapi yang didominasi “basah”, mafik, dapat sangat kompleks. Letusan dapat melibatkan kombinasi dari letusan freatomagmatik dan magmatik, dan kedua jenis letusan dapat terjadi secara bersamaan.

Berikut adalah beberapa contoh lain dari peristiwa ledakan magmatik dan freatomagmatik simultan:

- Gunung berapi Pinatubo di Filipina: Letusan Pinatubo pada tahun 1991 adalah letusan freatomagmatik yang besar. Letusan ini menghasilkan gelombang kejut yang dapat dirasakan di seluruh dunia, dan abu vulkanik yang menutupi sebagian besar Asia Tenggara. Namun, letusan Pinatubo juga menghasilkan aliran lava yang besar. Aliran lava ini mengalir ke lembah yang ada, dan membentuk kerucut lava besar.
- Gunung berapi Etna di Italia: Gunung Etna adalah gunung berapi aktif yang terletak di Pulau Sisilia. Gunung Etna sering mengalami letusan, yang dapat berupa letusan freatomagmatik atau letusan magmatik. Pada tahun 2017, Gunung Etna mengalami letusan freatomagmatik yang besar. Letusan ini menghasilkan kolom abu setinggi 5 kilometer, dan aliran lava yang mengalir ke lembah yang ada.
- Gunung berapi Yasur di Vanuatu: Gunung Yasur adalah gunung berapi aktif yang terletak di Vanuatu. Gunung Yasur adalah salah satu gunung berapi paling aktif di dunia, dan sering mengalami letusan. Letusan Gunung Yasur biasanya berupa letusan freatomagmatik, yang menghasilkan kolom abu setinggi beberapa ratus meter, dan aliran lava yang mengalir ke lembah yang ada.



Gambar 1.16. Model letusan dari letusan Surtseyan (Kokelaar, 1983)

Magma yang naik ke permukaan dapat membentuk tanggul, kusen, atau sumbat di dalam diatrema/maar. Tanggul adalah struktur yang terbentuk ketika magma membeku di sekitar lubang ventilasi. Kusen adalah struktur yang terbentuk ketika magma membeku di sepanjang tepi lubang ventilasi. Sumbat adalah struktur yang terbentuk ketika magma membeku di dalam lubang ventilasi, menghalangi aliran magma ke permukaan. Tanggul, kusen, dan sumbat dapat mewakili pengumpulan untuk aktivitas permukaan. Ini berarti bahwa mereka dapat menjadi sumber magma untuk letusan di masa depan.

Pencurahan lava dapat membentuk aliran lava dan/atau danau lava di cekungan maar. Aliran lava adalah sungai lahar yang mengalir di permukaan tanah. Danau lava adalah kolam lahar yang terbentuk di permukaan tanah. Aliran lava dan danau lava dapat terbentuk di dalam cekungan maar, yang merupakan lubang besar yang terbentuk akibat letusan freatomagmatik. Cekungan maar sering kali terisi oleh air, sehingga aliran lava dan danau lava dapat terbentuk di bawah air.

Aliran lava dan danau lava dapat membentuk berbagai jenis batuan, termasuk:

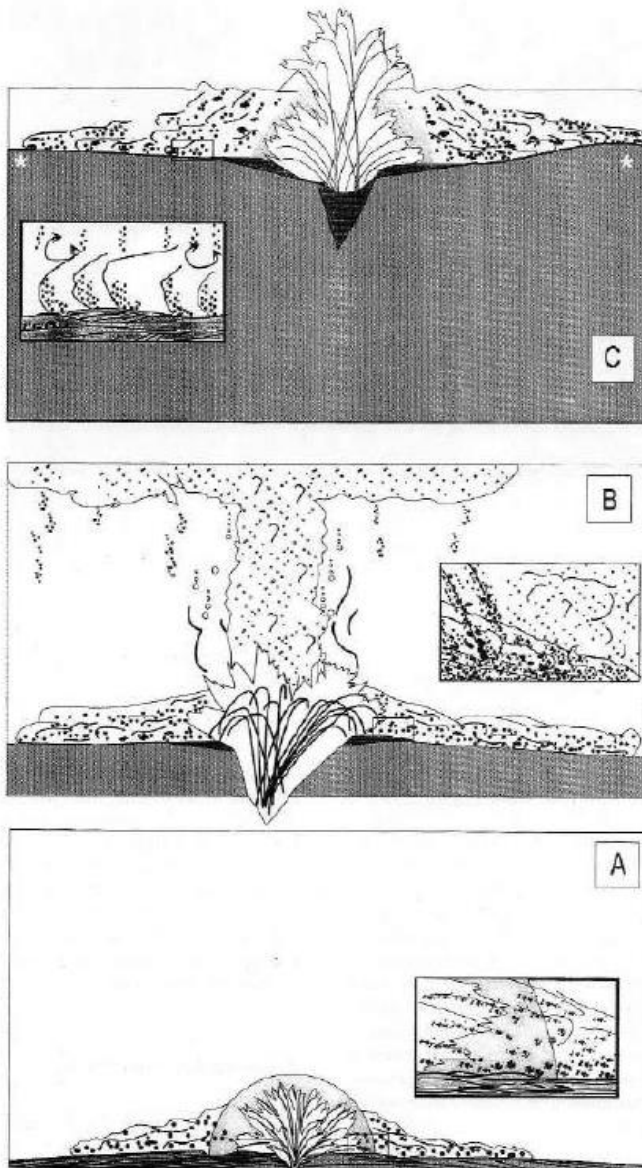
- Sarung bantal lava: Sarung bantal lava adalah batuan yang terbentuk ketika lava mengalir di bawah air. Lava yang mendingin dengan cepat di dalam air akan membentuk struktur seperti bantal.
- Breksi *hyaloclastite*: Breksi *hyaloclastite* adalah batuan yang terbentuk dari fragmen lava yang hancur akibat ledakan freatomagmatik. Fragmen lava ini kemudian tercampur dengan air, membentuk breksi.
- Peperit breksi: Peperit breksi adalah batuan yang terbentuk dari fragmen sedimen yang hancur akibat letusan freatomagmatik. Fragmen sedimen ini kemudian tercampur dengan magma dan air, membentuk breksi.

Gambar 1.16 menunjukkan model letusan dari letusan Surtseyan. Letusan Surtseyan adalah jenis letusan freatomagmatik yang terjadi di atas danau atau laut. Letusan ini ditandai dengan ledakan yang kuat yang menghasilkan awan panas dan abu. Interaksi ini menghasilkan ledakan yang kuat. Ledakan ini menyemburkan material piroklastik, seperti abu, kerikil, dan bom vulkanik, ke udara. Material piroklastik ini kemudian jatuh ke permukaan danau atau laut, membentuk kerucut palagonit. Tingkat letusan dan kedalaman air adalah dua faktor yang dapat mempengaruhi gaya letusan freatomagmatik. Tingkat letusan yang tinggi akan menghasilkan ledakan yang lebih kuat, sedangkan kedalaman air yang lebih dalam akan menghasilkan ledakan yang lebih lemah. Jika tingkat letusan tinggi dan kedalaman air dangkal, maka akan terjadi letusan Surtseyan yang kuat. Jika tingkat letusan rendah dan kedalaman air dalam, maka akan terjadi letusan strombolian yang lebih lemah.

Aliran lava dan danau lava dapat memberikan informasi berharga tentang evolusi kekar, yang merupakan proses pembentukan retakan di dalam batuan. Kekar dapat terbentuk akibat berbagai faktor, termasuk letusan vulkanik, tekanan, dan suhu. Aliran lava dan danau lava juga dapat memberikan informasi tentang hubungan antara bentuk tubuh lava dan kekar. Misalnya, aliran lava yang tipis dan mengalir cepat lebih cenderung mengalami kekar daripada aliran lava yang tebal dan mengalir lambat. Aliran lava dan danau lava dapat digunakan untuk mengkalibrasi dan membandingkan metode penanggalan kuarter, metode penginderaan jauh, dan laju proses geomorfik. Metode-metode ini dapat digunakan untuk mempelajari sejarah vulkanik suatu daerah.

VULKANISME SURTSEYAN

Letusan Surtseyan adalah jenis letusan freatomagmatik yang terjadi di atas danau atau laut. Letusan ini ditandai dengan ledakan yang kuat yang menghasilkan awan panas dan abu (lihat Gambar 1.16). Umumnya mereka mulai di lingkungan bawah air yang dangkal (lihat Gambar 1.17) di mana tefra terakumulasi membentuk gunung berapi berbentuk gundukan sebelum kemunculannya (White 1996, White dan Houghton 2000). Pada tahap awal, magma basaltik naik ke permukaan danau atau laut. Magma ini kemudian berinteraksi dengan air, menghasilkan ledakan yang kuat. Ledakan ini menyemburkan material piroklastik, seperti abu, kerikil, dan bom vulkanik, ke udara. Material piroklastik ini kemudian jatuh ke permukaan danau atau laut, membentuk lapisan tefra.



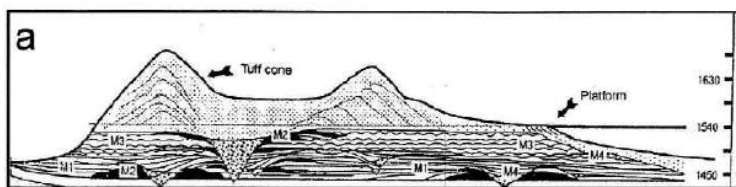
Gambar 1.17. Model letusan Pahvant Butte. A) fase subaqueous awal, B) pembentukan jatuhan subaqueous, C) fase muncul, awan letusan menembus permukaan danau (White, 1996).

Kepadatan arus piroklastik yang jatuh berperan penting dalam membentuk bangunan kerucut lava. Arus piroklastik yang lebih padat akan lebih cepat mengendap, membentuk lapisan tefra yang lebih tebal. Arus piroklastik yang lebih encer akan lebih lama mengendap, membentuk lapisan tefra yang lebih tipis. Pada tahap akhir, magma basaltik terus naik ke permukaan. Magma ini kemudian menembus permukaan danau atau laut dan membentuk kerucut lava. Awan letusan yang terbentuk pada fase ini juga menembus permukaan danau atau laut, menghasilkan aliran piroklastik. Endapan Surtseyan biasanya terdiri dari pecahan kaca yang terbentuk dari fragmentasi magma yang meletus. Fragmentasi ini terjadi karena interaksi antara magma dan air, yang menghasilkan tekanan dan suhu yang tinggi (Kokelaar, 1983; White dan Houghton, 2000). Perbedaan utama antara endapan Surtseyan dan endapan maar adalah bahwa endapan Surtseyan tidak mengandung banyak komponen batuan induk. Hal ini menunjukkan bahwa fragmentasi letusan terjadi pada tingkat yang sangat dangkal, baik di dalam bangunan atau saat magma muncul darinya.

Pada awal letusan gunung berapi, magma biasanya berinteraksi dengan air. Interaksi ini dapat menghasilkan ledakan yang kuat, yang menghasilkan awan panas dan abu. Awan panas dan abu ini dapat menyebabkan kerusakan dan kematian. Jika atau ketika letusan magma tidak lagi bertemu air, maka letusan tersebut dapat berubah menjadi jenis letusan yang berbeda. Letusan strombolian dan letusan hawaii adalah dua jenis letusan yang umum terjadi di atas air.

Pahvant Butte adalah gunung berapi maar yang terletak di Utah, Amerika Serikat. Letusan Pahvant Butte terjadi pada Miosen Awal, sekitar 17 juta tahun yang lalu (White, 1996). Pada tahap awal letusan Pahvant Butte, magma

basaltik naik ke permukaan danau. Magma ini kemudian berinteraksi dengan air danau, menghasilkan ledakan yang kuat. Ledakan ini menyemburkan material piroklastik, seperti abu, kerikil, dan bom vulkanik, ke udara. Material piroklastik ini kemudian jatuh ke permukaan danau, membentuk lapisan tefra. Lapisan tefra ini terus bertambah tebal seiring dengan berlangsungnya letusan (lihat Gambar 1.18). Pada akhirnya, lapisan tefra ini mencapai permukaan danau, dan letusan Pahvant Butte muncul ke permukaan.



Gambar 1.18. Penampang melintang (a) Pahvant Butte dengan litofasies yang teridentifikasi (White, 1996).

Litofasies dari Pahvant Butte dapat digunakan untuk merekonstruksi proses letusan dan pengendapan yang terjadi sebelum gunung berapi tersebut muncul ke permukaan (White, 1996). Pada awal letusan Pahvant Butte, magma basaltik naik ke permukaan danau secara terputus-putus. Hal ini menyebabkan ledakan yang terputus-putus. Ledakan-ledakan ini menghasilkan arus piroklastik yang encer dan tidak stabil. Di bagian atas Pahvant Butte, terdapat lapisan pasir dan crossbedding. Lapisan-lapisan ini terbentuk akibat interaksi antara gravitasi sedimen mengalir dan gelombang permukaan. Gelombang permukaan ini dipicu oleh tekanan gelombang ledakan yang dihasilkan dan jet letusan yang dilanggar permukaan (White, 1996).

Perpaduan (a) tefra ditempatkan setelah transportasi singkat oleh jet tefra dalam lingkungan gas dan (b) tefra yang mengalir ke lateral sepanjang batas ventilasi selama

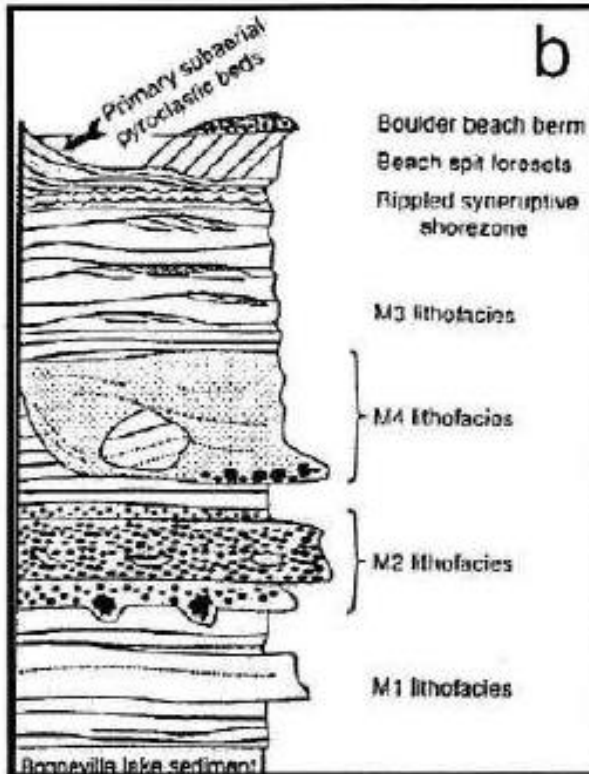
bagian dari letusan di mana episode uprush terus menerus menghasilkan zona eksklusi air terlokalisasi di atas ventilasi.

Pada awal letusan Pahvant Butte, magma basaltik naik ke permukaan danau secara terputus-putus. Hal ini menyebabkan ledakan yang terputus-putus. Ledakan-ledakan ini menghasilkan arus piroklastik yang encer dan tidak stabil. Arus piroklastik ini kemudian jatuh ke permukaan danau, membentuk lapisan tefra. Lapisan tefra ini terdiri dari dua jenis:

- Tefra yang ditempatkan setelah transportasi singkat oleh jet tefra dalam lingkungan gas: Tefra ini terbentuk dari ledakan yang kuat yang menyemburkan material piroklastik ke udara. Material piroklastik ini kemudian jatuh ke permukaan danau dalam bentuk jet.
- Tefra yang mengalir ke lateral sepanjang batas ventilasi: Tefra ini terbentuk dari ledakan yang lebih lemah yang menghasilkan arus piroklastik yang lebih encer. Arus piroklastik ini mengalir ke lateral sepanjang batas ventilasi, dan kemudian mengendap di dasar danau.

Pada tahap akhir letusan Pahvant Butte, magma basaltik terus naik ke permukaan danau. Magma ini kemudian menembus permukaan danau dan membentuk kerucut lava. Awan letusan yang terbentuk pada fase ini juga menembus permukaan danau, menghasilkan aliran piroklastik. Aliran piroklastik ini dapat menyebabkan gangguan dan remobilisasi mound tefra. Gangguan ini dapat menyebabkan aliran massa yang terbentuk. Letusan Pahvant Butte dimulai dengan ledakan yang terputus-putus. Ledakan-ledakan ini disebabkan oleh interaksi antara magma basaltik dan air danau. Interaksi ini menyebabkan kondensasi uap air dan entrainment air, yang kemudian menyebabkan aliran lateral. Aliran lateral

ini menandai transformasi dari letusan menjadi proses “sedimen”, yang mengarah ke deposisi dari lithofacies gundukan (White, 1996).



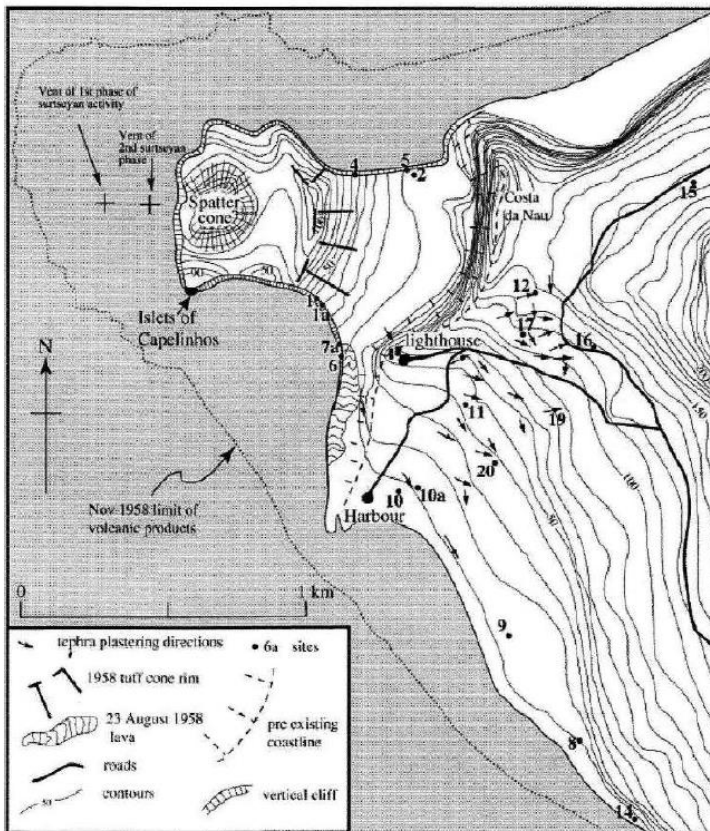
Gambar 1.19 Struktur dan morfologi Pahvant Butte, sebuah gunung berapi maar yang terletak di Utah, Amerika Serikat. Struktur dan morfologi Butte ini khas untuk gunung berapi freatomagmatik subaqueous (White, 1996).

Letusan surtseyan telah diamati di berbagai lingkungan, termasuk laut, danau kawah, dan danau bawah tanah. Pengamatan menunjukkan bahwa ada dua jenis aktivitas eksplosif yang menyertai letusan Surtseyan (Kokelaar, 1983; White dan Houghton, 2000):

- Peningkatan partikel terus menerus yang berulang, diulangi dalam interval sekitar hingga 20

menit: Aktivitas ini disebabkan oleh interaksi antara magma basaltik dan air. Interaksi ini menghasilkan semburan gas dan abu yang terus menerus.

- Semburan ledakan yang membentuk jet ekor ayam bermuatan abu berwarna gelap yang diulang dalam interval beberapa menit: Aktivitas ini disebabkan oleh ledakan yang lebih kuat yang menyemburkan material piroklastik ke udara. Material piroklastik ini kemudian jatuh ke permukaan danau atau laut dalam bentuk jet.



Gambar 1.20. Peta gunung berapi Capelinhos yang berkembang di tepi pulau vulkanik, Azores (Cole dkk., 2001)

Gunung berapi bertipe Surtseyan adalah jenis letusan freatomagmatik yang terjadi di atas danau atau laut. Letusan ini ditandai dengan ledakan yang kuat yang menghasilkan awan panas dan abu. Gunung berapi Surtseyan umumnya berkembang di pinggir celah pulau-pulau samudra karena magma basaltik yang naik dari celah ini dapat dengan mudah bercampur dengan air laut. Interaksi antara magma basaltik dan air laut ini dapat menghasilkan ledakan yang kuat.

Gambar 1.20 menunjukkan letusan Capelinhos di Azores pada tahun 1957-1958 (Machado dkk., 1962, Waters dan Fisher, 1971; Cole dkk., 2001). Letusan ini adalah salah satu letusan Surtseyan terbesar yang pernah tercatat. Letusan ini menghasilkan kerucut scoria setinggi 220 meter dan pulau baru yang luasnya sekitar 2 kilometer persegi. Letusan Surtseyan juga dapat terjadi di dataran rendah, dekat permukaan laut. Letusan ini biasanya menghasilkan kerucut tefra yang lebih kecil daripada kerucut scoria. Beberapa letusan surtseyan telah menghasilkan pulau-pulau vulkanik yang cukup besar. Namun, pulau-pulau ini biasanya tidak bertahan lama karena mereka mudah terbawa oleh gelombang laut. Letusan surtseyan juga dapat terjadi di danau kaldera. Letusan ini biasanya menghasilkan kerucut tefra yang lebih kecil daripada kerucut tefra yang terbentuk di laut atau di daratan (Nemeth dkk., 2006).

BAHAYA VULKANIK DARI GUNUNG BERAPI MONOGENETIK

Bahaya yang dapat ditimbulkan oleh gunung berapi monogenetik, misalnya maar, antara lain (Lorenz, 2007; Suhr dkk., 2004):

- Gempa vulkanik: Gempa vulkanik dapat terjadi sebelum, selama, dan setelah letusan. Gempa ini dapat menyebabkan kerusakan pada bangunan dan infrastruktur.

- Awan letusan: Awan letusan dapat naik ke ketinggian yang sangat tinggi dan membawa abu, gas, dan partikel berbahaya lainnya. Awan letusan dapat membahayakan kesehatan manusia dan menyebabkan kerusakan lingkungan.
- Ejeksi tefra: Tefra dapat dilontarkan ke udara dengan kecepatan tinggi. Tefra yang jatuh dapat menyebabkan kerusakan pada bangunan dan infrastruktur, serta membahayakan kesehatan manusia.
- Longsoran: Longsoran dapat terjadi di sekitar kawah maar. Longsoran dapat menyebabkan kerusakan pada bangunan dan infrastruktur, serta membahayakan keselamatan manusia.
- Lahar: Lahar dapat terjadi di sekitar kawah maar. Lahar dapat mengalir dengan cepat dan menghancurkan segala sesuatu di jalurnya.
- Penurunan permukaan: Pembentukan kawah maar dapat menyebabkan penurunan permukaan tanah di area yang luas. Penurunan permukaan ini dapat merusak bangunan dan infrastruktur, serta menyulitkan akses ke wilayah tersebut.

Selain itu, studi terbaru telah menunjukkan bahwa ada bahaya yang terkait dengan terulangnya aktivitas di dalam ladang vulkanik, tetapi juga di maar tunggal. Studi bahaya vulkanik dari suatu lapangan vulkanik umumnya menargetkan untuk memahami tingkat kekambuhan, frekuensi letusan, dan gaya letusan yang dapat terjadi di masa depan. Hal ini penting untuk dapat mempersiapkan diri menghadapi bahaya yang mungkin terjadi (Ho, 1992; Connor dan Hill, 1995; Ho dan Smith, 1998; Connor dkk., 2000; Cronin dkk., 2000; Cronin dan Neal, 2001; Edbrooke dkk., 2003; Hurst dan Smith, 2004; Magill dan Blong, 2005a, 2005b; Magill dkk., 2006)

Berikut adalah beberapa langkah yang dapat dilakukan untuk mengurangi bahaya letusan maar:

- Membangun sistem peringatan dini: Sistem peringatan dini dapat membantu penduduk untuk mengungsi dari daerah berbahaya sebelum letusan terjadi.
- Meningkatkan kesadaran masyarakat: Masyarakat perlu ditingkatkan kesadarannya tentang bahaya letusan maar. Hal ini dapat dilakukan melalui edukasi dan sosialisasi.
- Membangun infrastruktur yang tahan terhadap bencana: Bangunan dan infrastruktur perlu dibangun dengan mempertimbangkan kemungkinan terjadinya letusan maar.
- Melakukan mitigasi bencana: Mitigasi bencana dapat dilakukan dengan melakukan penanaman pohon, pembuatan kanal drainase, dan lainnya.

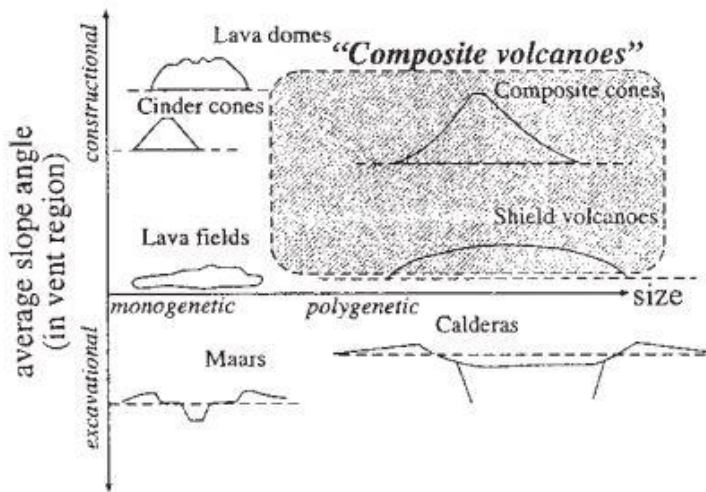
BAB II

VULKANISME POLIGENETIK

Vulkanisme poligenetik (lihat Gambar 2.1) adalah vulkanisme yang dikaitkan dengan sejarah letusan sistem vulkanik yang berlangsung lama dan biasanya kompleks (Davidson dan de Silva, 2000; Lipman, 2000; Walker, 2000). Sistem gunung berapi seperti ini dapat terdiri dari satu bangunan vulkanik, atau di mana terjadi sedikit pergeseran posisi jalur magma aktif ke permukaan, membentuk kompleks bangunan bertingkat dan multipel. Secara umum, sistem vulkanik dianggap sebagai poligenetik jika kumpulan magma berturut-turut menyebabkan letusan di tempat yang kurang lebih sama. Istilah ini dapat sedikit menyesatkan, karena banyak letusan dengan volume yang relatif kecil dapat terjadi berulang kali di tempat yang sama, dan dapat menghasilkan sistem vulkanik bersarang yang kompleks, seperti yang ditemukan di banyak bidang vulkanik basaltik berumur panjang (Schmincke, 1989; Houghton dkk., 1996); Connor dan Conway, 2000; Verspermann dan Schmincke, 2000).

Banyak gunung berapi bervolume relatif kecil di bidang vulkanik basaltik dapat menunjukkan arsitektur vulkanik yang sangat kompleks, dan dalam banyak kasus, sejarah letusannya menunjukkan tanda-tanda aktivitas berulang dan berulang dalam jangka waktu yang lama (Auer dkk., 2006). Namun, jarang gunung berapi basaltik volume kecil tetap aktif lebih lama dari beberapa bulan (Diridoni dkk., 1980, Luhr dan Simkin, 1993). Hal ini berbeda dengan gunung berapi poligenetik sejati yang umumnya membentuk bangunan vulkanik komposit yang aktif selama ribuan tahun. Transisi antara gunung berapi basaltik volume kecil tetapi kompleks dan gunung berapi komposit berumur panjang tetapi volume relatif kecil

agak bertahap, dan telah dijelaskan dari banyak gunung berapi dari Amerika Tengah (Abrams dan Siebe, 1994; McKnight dan Williams, 1997).



Gambar 2.1. Variasi bentang alam vulkanik sebagai fungsi dari ukuran dan parameter morfologi (Davidson dan De Silva, 2000).

Gambar 2.1 menunjukkan variasi bentang alam vulkanik sebagai fungsi dari ukuran dan parameter morfologi. Gambar ini menunjukkan bahwa bentang alam vulkanik dapat sangat beragam, mulai dari gunung berapi strato yang besar hingga kerucut scoria kecil. Pada sumbu x, ukuran gunung berapi ditunjukkan oleh diameter dasar. Pada sumbu y, parameter morfologi ditunjukkan oleh volume gunung berapi. Gambar ini menunjukkan bahwa gunung berapi strato umumnya lebih besar dan memiliki volume yang lebih besar daripada kerucut scoria. Gunung berapi strato juga memiliki puncak yang lebih tinggi dan lereng yang lebih curam daripada kerucut scoria. Selain itu, gambar ini menunjukkan bahwa ada korelasi antara ukuran dan parameter morfologi. Gunung berapi yang lebih besar umumnya memiliki volume yang lebih besar, dan gunung berapi yang memiliki volume yang lebih

besar umumnya memiliki puncak yang lebih tinggi dan lereng yang lebih curam.

Berikut adalah penjelasan singkat tentang masing-masing jenis bentang alam vulkanik yang ditunjukkan pada gambar:

- Kerucut scoria: Kerucut scoria adalah jenis gunung berapi yang terbentuk dari letusan lava kental yang meledak. Lava kental ini mendingin dengan cepat, membentuk kerikil dan kerikil yang disebut scoria. Kerucut scoria umumnya kecil dan memiliki diameter dasar kurang dari 1 kilometer.
- Gunung berapi strato: Gunung berapi strato adalah jenis gunung berapi yang terbentuk dari letusan lava cair dan lava kental yang bergantian. Lava cair ini mendingin dengan lambat, membentuk lapisan-lapisan yang tebal. Lapisan-lapisan lava ini kemudian membeku dan membentuk gunung berapi yang tinggi dan curam. Gunung berapi strato umumnya memiliki diameter dasar lebih dari 1 kilometer.
- Kaldera: Kaldera adalah cekungan besar yang terbentuk dari keruntuhan atau letusan gunung berapi. Kaldera dapat terbentuk dari letusan yang sangat besar, yang dapat menyebabkan sebagian atau seluruh puncak gunung berapi runtuh. Kaldera juga dapat terbentuk dari keruntuhan gunung berapi yang sudah tua dan lemah.
- Maar: Maar adalah kawah kecil yang terbentuk dari letusan freatomagmatik. Letusan freatomagmatik terjadi ketika magma bersentuhan dengan air tanah. Air tanah ini akan menguap dengan cepat, menyebabkan ledakan yang kuat. Ledakan ini dapat membentuk kawah kecil yang disebut maar.
- Gunung berapi bawah laut: Gunung berapi bawah laut adalah jenis gunung berapi yang terbentuk di bawah laut. Gunung berapi bawah laut dapat terbentuk dari letusan lava cair atau lava kental. Lava

cair yang mendingin di bawah laut dapat membentuk gunung berapi yang besar dan curam. Lava kental yang mendingin di bawah laut dapat membentuk gunung berapi yang lebih kecil dan landai.

Gunung berapi poligenetik dapat terjadi dalam berbagai bentuk bangunan dan durasi aktivitas yang sangat berbeda. Dengan cara ini, gunung berapi perisai besar berumur panjang yang terkait dengan magmatisme titik panas juga diklasifikasikan sebagai poligenetik. Gunung berapi perisai besar dapat menghasilkan akumulasi bidang lava dalam jumlah besar, dengan tanda geokimia yang sangat beragam, mencerminkan sedikit perubahan kimiawi dalam peningkatan lelehan dalam periode waktu yang lama. Contoh yang baik dari jenis gunung berapi ini adalah pulau Hawaii, di mana aktivitas titik panas membentuk empat gunung berapi perisai lebar yang membentuk satu lapisan selama jutaan tahun terakhir aktivitas. Kegiatan tersebut menghasilkan akumulasi ragam komposisi dan tekstur bidang lava pahoehoe (Frey dkk., 1991; Moore dan Clague, 1992; Moore, 1992).

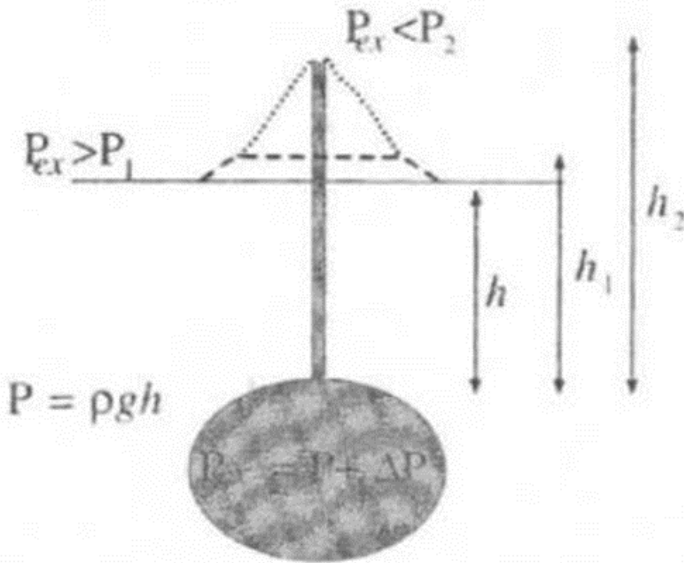
Gunung berapi perisai besar juga dapat memiliki arsitektur yang kompleks dan bangunan vulkanik dapat berisi bahan piroklastik dalam volume yang wajar yang dihasilkan dari aktivitas ledakan sesekali (McPhie dkk., 1990; Dzurisin dkk., 1995; Mastin dan Witter, 2000). Mitra pengerjaan ulang mereka juga dapat membentuk apron vulkaniklastik yang luas di sekitar lahar utama. Karena pertumbuhan bertahap gunung berapi perisai, dan konstruksi bangunan ke arah laut yang relatif tidak didukung, gunung berapi semacam itu juga dapat mengembangkan apron vulkaniklastik yang luas di dasar laut, biasanya sebagai akibat runtuhnya gunung berapi sesekali (Marti dkk., 1997; Masson dkk., 2002., Morgan dan Clague, 2003; Ancochea dkk., 1994; Garcia dan Hull, 1994; Moore dkk., 1994; Watts dan Masson, 1995;

McMurtry dkk., 1999; Cervelli dkk., 2002; Engels dkk., 2003; Coombs dkk., 2004). Gunung berapi perisai besar juga dapat membentuk volume besar hialoklastit karena letusan efusif berulang di dasar laut dan kerucut litoral, di mana terjadi kontak lahar dan air laut (Quane dkk., 2000; Walton dan Schiffman, 2003; Coombs dkk., 2004; Schiffman dkk., 2006). Aprons hialoklastit seperti itu dapat terbawa arus oleh arus dan resedimentasi di sekitar bangunan vulkanik (Furnes dan Sturt, 1976; Ruiz dkk., 2000).

Gunung berapi perisai lava dapat aktif selama ratusan ribu tahun, menghasilkan akumulasi besar aliran lava yang dapat membentuk volume sedimen yang signifikan (Gee et al., 2001; Krastel dan Schmincke, 2002; Mitchell et al., 2002). Sedimen ini dapat diawetkan dalam catatan sedimen, dan tumpukan tebal hialoklastit resedimen dapat menandai sejarah evolusi gunung berapi perisai lava yang lama dan kompleks. Gunung berapi perisai lava juga umum di lingkungan subaerial di intracontinental pengaturan tektonik. Contohnya adalah gunung berapi di Afrika Utara, sepanjang dataran sungai ular di Idaho, dan di Australia Timur. Gunung berapi di lingkungan ini juga bisa berumur panjang dan biasanya menandai jalur kenaikan magma utama di bidang vulkanik antar benua (Ade-hall et al., 1974; Franz et al. 1997, 1999; Wilson dan Bianchini, 1999; Kenea dkk., 2001; Németh, 2004; Martin dan Németh, 2006; Greeley, 1982; Geist dan Richards, 1993; Cummings et al., 2000; Godchaux dan Bonnichsen, 2002; Frey et al., 1978; Sutherland, 1983; Johnson, 1989; O'Reilly dan Zhang, 1995).

Akumulasi besar aliran lava di bidang vulkanik ini juga dapat memiliki fase aktivitas eksplosif yang terkait, seperti letusan gaya Hawaii atau Strombolian, serta aktivitas ledakan freatomagmatik sesekali (Stephenson dan Griffin, 1976; Stephenson dkk., 1996). Gunung berapi

perisai lava yang berdekatan dengan cekungan lakustrin dapat menimbulkan delta lava. Suksesinya hialoklastit dapat berkembang di daerah di mana aliran lava memasuki jaringan fluvio-lakustrin (Godchaux dan Bonnicksen, 2002; Hughes et al., 2002).



Gambar 2.2. Diagram skematik yang merepresentasikan hubungan antara tekanan litostatik (p) dan tekanan berlebih erupsi (p_{ex}) dalam sistem magmatik aktif gunung berapi. (Davidson dan De Silva, 2000: hal. 671, Gambar 5).

Fasies serupa dapat berkembang di mana lahar memasuki lingkungan laut dangkal (Behneck, 2004). Meskipun gunung berapi perisai lava antarbenua bisa secara volumetrik sama dengan yang membentuk pulau-pulau samudra, ukurannya biasanya jauh lebih kecil. Lelehan basal vulkanisme antarbenua juga disimpulkan berumur panjang (puluhan ribu tahun aktivitas), dan biasanya membentuk tephra freatomagmatik dalam jumlah besar. Hal ini terlihat pada Formasi Jurassic Mawson di

Antartika (Ross dan White, 2005; McClintock dan White, 2006) atau Formasi Karoo di Afrika Selatan (Ross dkk., 2005). Batuan piroklastik freatomagmatik seperti itu dapat terbentuk sebagai akibat letusan freatomagmatik yang tahan lama. Letusan ini dapat menghasilkan apa yang disebut *freato-cauldron*, yang meninggalkan deposit dalam jumlah besar (White dan McClintock, 2001). Gunung berapi perisai besar juga dapat membentuk volume besar hialoklastit karena letusan efusif berulang di dasar laut (Quane dkk., 2000; Walton dan Schiffman, 2003; Coombs dkk., 2004; Schiffman dkk., 2006). Hialoklastit juga dapat terbentuk di kerucut litoral, di mana lahar bersentuhan dengan air laut. Aprons hialoklastit seperti itu dapat terbawa arus oleh arus dan resedimentasi di sekitar bangunan vulkanik (Furnes dan Sturt, 1976; Ruiz dkk., 2000). Sejak gunung berapi perisai lava dapat aktif selama ratusan ribu tahun, unit sedimen tersebut dapat membentuk volume sedimen yang signifikan (Gee dkk., 2001; Krastel dan Schmincke, 2002; Mitchell dkk., 2002).

Sedimen seperti itu dapat diawetkan dalam catatan sedimen. Dalam urutan sedimen purba, tumpukan tebal hialoklastit resedimen menandai sejarah evolusi gunung berapi perisai lava yang lama dan kompleks. Gunung berapi perisai lava juga umum di lingkungan subaerial di pengaturan tektonik intrakontinental. Contohnya adalah gunung berapi di Afrika Utara, sepanjang Dataran Sungai Ular di Idaho, dan di Australia Timur (Ade-hall et al., 1974; Franz et al., 1997, 1999; Wilson dan Bianchini, 1999; Kenea dkk., 2001; Németh, 2004; Martin dan Németh, 2006; Frey et al., 1978; Sutherland, 1983; Johnson, 1989; O'Reilly dan Zhang, 1995). Gunung berapi di lingkungan ini juga bisa berumur panjang dan biasanya posisinya menandai jalur kenaikan magma utama di bidang vulkanik antar benua. Akumulasi besar aliran lava di bidang vulkanik tersebut juga mungkin memiliki fase aktivitas eksplosif yang terkait, seperti letusan gaya

Hawaii atau Strombolian, serta aktivitas ledakan freatomagmatik sesekali (Stephenson dan Griffin, 1976; Stephenson dkk., 1996; Németh et al., 2003; Peregi, 2003; Németh, 2004).

Perisai lava yang terletak di dekat cekungan lakustrin dapat membentuk delta lava. Suksepsi hialoklastit juga dapat berkembang di daerah di mana aliran lava memasuki jaringan fluvio-lakustrin (Godchaux dan Bonnicksen, 2002; Hughes dkk., 2002; Kay dan Cleaner, 2004). Fasies serupa dapat berkembang di mana lahar memasuki lingkungan laut dangkal (Behneck, 2004). Gunung berapi perisai lava antarbenua dapat secara volumetrik sama dengan gunung berapi di pulau-pulau samudra, tetapi ukurannya biasanya jauh lebih kecil. Banjir basal vulkanisme antarbenua juga disimpulkan berumur panjang (puluhan ribu tahun aktivitas), dan biasanya membentuk tephra freatomagmatik dalam jumlah besar. Hal ini terlihat pada Formasi Jurassic Mawson di Antartika (Ross dan White, 2005; McClintock dan White, 2006) atau Formasi Karoo di Afrika Selatan (Ross dkk., 2005). Batuan piroklastik freatomagmatik seperti itu dapat terbentuk sebagai akibat letusan freatomagmatik yang tahan lama. Letusan ini dapat menghasilkan apa yang disebut freato-cauldron, yang meninggalkan deposit dalam jumlah besar (White dan McClintock, 2001).

Gunung berapi komposit atau strato adalah jenis utama gunung berapi poligenetik. Mereka terjadi terutama di zona subduksi, tetapi gunung berapi intraplate dengan arsitektur serupa juga umum, seperti yang membentuk rantai vulkanik kenozoikum di Australia Timur. Gunung berapi komposit adalah gunung berapi yang meletus dalam jangka waktu yang lama (ribuan tahun), dan menghasilkan aliran lava yang luas bergantian dengan produk letusan eksplosif besar serta material yang

dikerjakan ulang, rekan yang disimpan ulang dan tersedimentasi (Gambar 2.1). Gunung berapi yang membentuk amalgamasi dengan volume yang relatif kecil ventilasi erupsi, yang biasa disebut gunung berapi gabungan, adalah tipikal sistem vulkanik basaltik. Gunung berapi komposit dikelilingi oleh dataran cincin, tempat di mana sedimen vulkanosilastik primer distal serta aliran lava dan material yang dikerjakan ulang terkait dapat menumpuk dan membentuk suksesi pengisian cekungan, biasanya diselingi dengan siliklastik normal sedimen (Palmer dan Neal, 1991). Gunung berapi komposit biasanya memiliki lubang tengah yang dikelilingi oleh ventilasi yang bersifat individual, berumur pendek, dan gunung berapi monogenetik.

Namun, sistem *feeder* ventilasi biasanya digabungkan dengan ventilasi sentral dari gunung berapi komposit. Ventilasi semacam itu terletak di area yang ada di daerah tegangan lokal yang memungkinkan lelehan mencapai permukaan. Biasanya mereka dapat mengubah posisinya seiring dengan perkembangan bangunan vulkanik komposit. Gunung berapi komposit yang aktif selama ribuan tahun dapat mencapai arsitektur bangunan ekuilibrium, yaitu bentuk yang dikendalikan oleh keseimbangan antara total volume produk yang meletus dan erosi yang terjadi di atasnya terutama dalam periode antar aktivitas (Davidson dan De Silva, 2000). Oleh karena itu, bentuk gunung berapi komposit dikendalikan tidak hanya oleh gaya letusan, tekstur, dan sifat fisik dari hasil letusan, tetapi juga oleh kekuatan eksternal seperti curah hujan, distribusi curah hujan, arah angin utama, dan karakteristik substrat yang dapat mempengaruhi stabilitas kerucut vulkanik yang sedang tumbuh (Davidson dan De Silva, 2000). Dengan cara yang sangat sederhana, jenis gunung berapi dari sudut pandang morfologi dapat dikarakterisasi menurut sifat bangunannya (konstruksi versus penggalian) dan apakah

mereka monogenetik atau poligenetik (Gambar 6.1) (Davidson dan De Silva, 2000). Gunung berapi poligenetik dalam klasifikasi ini dapat berupa konstruksi, seperti gunung berapi perisai dan kerucut komposit, atau ekskavasi seperti kaldera (Davidson dan De Silva, 2000). Gunung berapi ekskavasi poligenetik bisa sangat kompleks, dan bentuk lahan aslinya dapat dipotong oleh rekahan lantai kaldera (Acocella dan Funicello, 1999; Lipman, 2000). Kebangkitan dapat terjadi lebih dari satu kali dan, terutama dalam pengaturan kuno, dapat menghasilkan bentuk lahan vulkanik konstruksi, di mana inversi geomorfik signifikan (Acocella dkk., 2000; Lindsay dkk., 2001a).

Gunung berapi komposit adalah jenis gunung berapi yang paling umum di tepi lempeng konvergen. Di sini, rantai gunung berapi busur hidup yang besar dan panjang dapat berkembang, dan mempengaruhi sedimentasi di sekitarnya. Jarak antar gunung berapi tersebut menunjukkan pola yang teratur (Stern, 2004). Namun, pengecualian mungkin terjadi, seperti bidang vulkanik Rininahue yang berkembang di ruang antara dua gunung berapi komposit utama (Stern, 2004). Pengecualian tersebut dapat disebabkan oleh aktivitas tektonik lempeng dan anomali distribusi medan tegangan regional. Gunung berapi komposit di tepi lempeng konvergen biasanya memiliki komposisi andesitik atau dasit. Namun, letusan riolitik juga dapat terjadi. Gunung berapi komposit di tepi lempeng divergen jarang, tetapi Hekla dan Askja di Islandia adalah dua contohnya (Baldrige dkk., 1973; Sparks dkk., 1981; Brown dkk., 1991; Gudmundsson dkk., 1992; Sturkell dkk., 2006).

Dalam tahap pemecahan kontinental yang pecah, gunung berapi komposit intraplate yang besar dapat berkembang, seperti yang terkait dengan sistem celah Afrika Timur (Bosworth, 1987; Roche dkk., 2001). Kaldera dapat

terbentuk selama evolusi kerucut vulkanik komposit normal. Volume besar magma riolitik kaya volatil dapat terbentuk melalui fraksinasi, yang dapat memicu letusan eksplosif besar yang mengurangi bekas bangunan vulkanik komposit menjadi kaldera. Contoh terkenalnya adalah Danau Kawah di Oregon, yang dibentuk oleh letusan Mazama (Bacon, 1983; Klug dkk., 2002).

Letusan pembentuk kaldera yang lebih besar secara langsung berkaitan dengan infiltrasi magma berumur panjang dan evolusi magma tingkat dangkal yang menghasilkan letusan yang sangat eksplosif, mengakibatkan pembentukan kaldera berdiameter puluhan kilometer. Letusan kaldera seperti itu umumnya memiliki tahapan evolusi, dan pembentukan kaldera mungkin berhubungan dengan vulkanisme pasca kaldera yang intensif, yang dapat membentuk bangunan vulkanik konstruksi volume kecil individu (Lipman, 2000). Megakaldera yang membentuk beberapa puluh hingga ribuan kilometer kubik volume material piroklastik mungkin telah meletus dalam waktu yang lama. Letusan mereka mungkin memakan waktu lama, seperti yang biasa terjadi di busur vulkanik Andes (Lindsay dkk., 2001a). Gunung berapi ini baru-baru ini dilaporkan karena endapannya dan morfologi datarnya yang luas (Lindsay dkk., 2001a).

Gunung berapi komposit berbentuk kerucut klasik memiliki ciri morfologi tertentu, terutama komposisi dasitik. Kubah lava biasanya menutupi puncak gunung berapi tersebut, dan ini dapat tumbuh selama beberapa dekade. Ketidakstabilan gravitasi, sebagian karena tekanan volatil, dapat memicu aliran piroklastik yang diinduksi runtuhnya kubah (Sato dkk., 1992). Gunung berapi komposit biasanya terpotong oleh kerusakan bangunan utama dalam bentuk longsoran puing vulkanik. Dalam perkembangan morfologi gunung berapi

komposit, interaksi antara agradasi dan degradasi penting (Hattaway dan Kelley, 2000). Ketika kekuatan eksternal kuat (iklim tropis, curah hujan tinggi) dan frekuensi letusan relatif rendah, bangunan vulkanik dapat menoreh dalam, curam, dan, jika kaya volatil, magma yang terlibat selama letusan biasanya dapat gagal. Di sisi lain, degradasi dapat terjadi ketika produk letusan yang lambat menumpuk dengan cepat dan menyebabkan kegagalan gravitasi bangunan vulkanik.

Bentuk kerucut yang khas dari gunung berapi komposit aktif seperti Mayon di Filipina, atau Taranaki di Selandia Baru, menunjukkan keseimbangan antara agradasi dan degradasi (Davidson dan De Silva, 2000). Volume dan ukuran total gunung berapi komposit dikendalikan oleh faktor-faktor seperti tingkat pasokan magma, komposisi magma, iklim, kekuatan, dan mungkin sifat fisik kerak tempat gunung berapi berkembang. Dimana pasokan magma yang stabil dan berumur panjang ada, seperti kasus banyak gunung berapi intraplate, bangunan tersebut dapat tumbuh secara signifikan, membentuk gunung berapi komposit seperti Ararat di Turki, yang merupakan salah satu yang terbesar di bumi (Pearce dkk., 1990; Yilmaz dkk., 1998; Adiyaman dkk., 2003). Gunung berapi komposit dalam pengaturan tektonik ini biasanya berukuran sama, mencerminkan sifat umum dari lelehan dan rezim tektonik tempat mereka berkembang. Di tingkat agradasional gunung berapi, total volume produk letusan dan gaya letusan (efusif versus eksplosif) penting dalam perkembangan bentuk kerucut tertentu. Pendakian magma diberdayakan oleh "efek kepala hidrostatik", yang merupakan tekanan berlebih di reservoir magma, pada gilirannya dikendalikan oleh kimia lelehan (kandungan volatil) dan tekanan tektonik di kerak bumi (Davidson dan De Silva, 2000; Murray dan Stevens, 2000; Rutherford dan Gardner, 2000; Pinkerton dkk., 2002).

Ekstrusi magma akhir dimulai dari ruang magma dangkal di bawah gunung berapi komposit (Gambar 2.2). Oleh karena itu, ketinggian maksimum yang mungkin dapat dicapai magma dalam saluran "terbuka" sangat dikendalikan oleh tekanan berlebih magmatik. Tekanan berlebih magmatik awal yang lebih tinggi mendorong tingkat letusan yang tinggi, dan volume lava yang signifikan dapat meletus di awal evolusi gunung berapi komposit, membentuk bangunan vulkanik yang didominasi lava, dengan kepadatan tinggi ("berat"). Bangunan seperti itu dapat meningkatkan beban litostatik dan oleh karena itu menekan kemampuan magma untuk mencapai zona pertumbuhan yang lebih tinggi dari bangunan, dan, sebagai tahap terakhir, magma tidak dapat mencapai ventilasi puncak (Ida, 1999; Murray dan Stevens, 2000). Selama magma naik, penyimpanan magma di ruang magma memungkinkan terjadinya diferensiasi (Hansteen dkk., 1998), dan seiring waktu magma dengan kepadatan rendah, tetapi viskositas yang lebih tinggi dapat berkembang. Akibatnya, tekanan berlebih magmatik dapat dipertahankan karena kepadatan yang lebih rendah dan kandungan volatil yang lebih tinggi dari lelehan yang berevolusi, bahkan di bawah beban litostatik yang meningkat.

Dari bangunan yang tumbuh, tetapi letusan secara bertahap dapat beralih dari dominan efusif menjadi dominan eksplosif. Proses seperti itu dapat menyebabkan letusan gunung berapi yang dapat mengganggu kestabilan bangunan dan menyebabkan runtuhnya gunung berapi. Ini pada gilirannya bisa menyebabkan penurunan beban litostatik, dan mengembalikan sistem vulkanik ke kondisi mendekati awal. Pertumbuhan berdenyut seperti itu dan kerusakan gunung berapi komposit adalah hal biasa dalam catatan geologi, dan mungkin salah satu faktor yang paling responsif dalam pengembangan bentang alam vulkanik dari gunung

berapi komposit (Ancochea dkk., 1990; Palmer dan Neal, 1991; Beget dan Kienle, 1992; Cacho dkk., 1994). Pengamatan menunjukkan bahwa ada batasan fisik pada ketinggian bangunan di sekitar 3.000 meter di atas dasar gunung berapi, menunjukkan komposisi yang tidak berevolusi untuk hasil letusan awal. Hubungan dinamis antara laju efusi dan gaya letusan adalah parameter pengendali utama dari bentuk dan morfologi bangunan vulkanik.

Bangunan vulkanik tingkat ekuilibrium adalah yang telah mencapai titik maksimumnya ketinggian dan evolusi morfologi lebih lanjut dari gunung berapi hanya dapat terjadi sebagai akibat dari kegagalan bangunan besar yang dapat terjadi untuk mengatur ulang kondisi fisik. Dengan cara ini, di sinilah proses degradasi menjadi penting. Di tahap inisialnya, degradasi dapat membentuk endapan yang terakumulasi di dataran cincin yang dapat membentuk sisi stabil di sekitar gunung berapi, mencegah kerusakan bangunan besar. Kerusakan bangunan mungkin dapat terjadi di dekat area ventilasi puncak yang dapat ditutupi cepat oleh tephra segar, yang telah dikenali di banyak gunung berapi komposit. Bentuk bangunan gunung berapi sebagian besar dikendalikan oleh sedikit pergeseran lokasi ventilasi. Bangunan vulkanik yang tidak memiliki dinding saluran yang stabil dapat mengembangkan lokasi ventilasi yang berjarak dekat yang bahkan dapat aktif secara bersamaan. Namun, ventilasi aktif individu dapat sangat digabungkan.

Produk vulkanik dari gunung berapi komposit sangat beragam. Mereka dapat tumbuh dengan relatif tenang, melalui letusan gaya Strombolian dan Hawaii (Gardeweg dkk., 1998), dan efusi lava terkait melalui ventilasi sentralnya. Letusan seperti itu dapat berubah menjadi letusan gaya Plinian yang menghasilkan frekuensi letusan yang lebih lama dan menghasilkan aliran piroklastik,

biasanya dikendalikan oleh runtuhnya kolom letusan besar. Namun, banyak gunung api busur menumbuhkan kubah lava yang dapat runtuh karena ketidakstabilan gravitasi dan/atau gangguan ledakan kecil, keduanya menyebabkan aliran blok-dan-abu seperti letusan Unzen tahun 1990-1995 di Jepang (Nakada dkk., 1999). Pada fase antar letusan, pengerjaan ulang dan non-letusan dapat memicu lahar dan/atau pembentukan longsoran puing-puing vulkanik. Karena perkembangan aliran piroklastik adalah salah satu fenomena paling umum dan berbahaya yang terkait dengan gunung berapi komposit, asal usul dan fitur pengendapannya akan dipertimbangkan lebih lanjut.

ASAL-USUL ALIRAN PIROKLASTIK

Aliran piroklastik adalah salah satu bahaya gunung berapi yang paling besar. Aliran ini terdiri dari material vulkanik yang terlempar ke udara dan jatuh ke permukaan bumi dalam bentuk aliran yang panas dan bergerak cepat. Aliran piroklastik terbentuk dari letusan gunung berapi yang eksplosif. Letusan ini menyebabkan magma dan dinding saluran vulkanik terfragmentasi menjadi partikel-partikel kecil yang disebut piroklast. Partikel-partikel ini kemudian didorong keluar dari gunung berapi dalam bentuk kolom gas panas. Kolom gas panas ini dapat runtuh jika terlalu tinggi atau jika ada gangguan dari luar. Runtuhnya kolom ini dapat menyebabkan aliran piroklastik yang mengalir ke bawah lereng gunung berapi. Aliran piroklastik dapat bergerak dengan kecepatan hingga 700 kilometer per jam. Aliran ini dapat membakar, menghancurkan, dan mengubur apa pun yang dilewatinya (Freundt et al., 2000; Wilson dan Houghton, 2000; Sparks et al., 1978; Wilson, 1980; Carey, 1991; Cas dan Wright, 1988) (lihat Gambar 2.3).

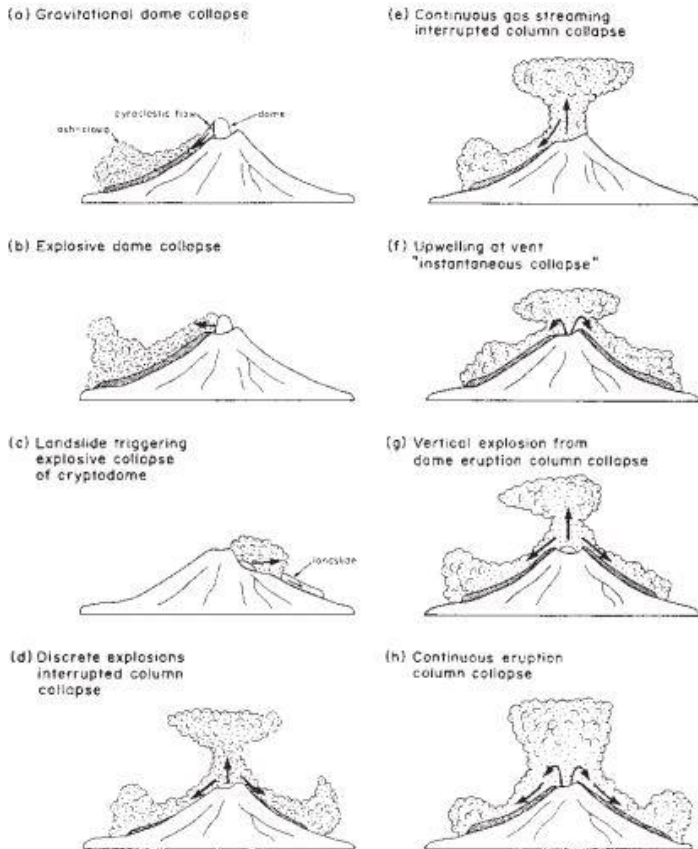
Runtuhnya kolom dapat terjadi segera setelah letusan tunggal, atau selama serangkaian ledakan yang waktunya

berdekatan, seperti yang terjadi di banyak letusan bergaya Vulcanian (Nairn dan Self, 1978). Arus piroklastik yang dihasilkan bisa sangat berbeda. Dalam kasus runtuhnya kolom letusan Plinian yang dapat mencapai ketinggian 30 kilometer, sejumlah besar piroklastik dapat runtuh menjadi aliran piroklastik yang memancar keluar dari pusat letusan. Karena letusan Plinian umumnya melibatkan jenis magma yang berevolusi dan kaya volatil, awan letusan yang dihasilkan diisi dengan piroklastik pumis. Bulu letusan seperti itu dapat menghasilkan aliran piroklastik yang didominasi oleh piroklastik pumis atau ignimbrit.

Letusan kecil yang dihasilkan oleh letusan gaya Vulcanian (Gourgoud dkk., 2000) atau aktivitas air mancur lava yang dahsyat (Bertagnini dkk., 1991; Mastrolorenzo dkk., 1993; Marianelli dkk., 1999; Wolff dan Sumner, 2000) intermiten dengan letusan gaya Strombolian yang sedang berlangsung biasanya menghasilkan piroklastik scoriaceous (lebih mafik) yang dapat memulai aliran piroklastik yang terdiri dari scoria dan abu yang panas (Gardeweg dkk., 1998). Arus seperti itu disebut aliran scoria-and-ash. Aliran scoria-and-ash juga dapat dihasilkan oleh runtuhnya endapan scoriaceous yang terakumulasi secara bertahap di sekitar ventilasi aktif karena terlalu curam. Tumpukan piroklas yang tidak stabil seperti itu mungkin dapat runtuh karena letusan berikutnya. Salah satu jenis utama aliran piroklastik dikaitkan dengan evolusi kubah lava pada gunung berapi komposit. Kubah lava adalah akumulasi lava yang tumbuh lambat di kawah puncak yang perlahan berdegas, dan membentuk kerak yang menebal. Kubah lava tersebut berubah secara hidrotermal dan seiring waktu dapat menjadi tidak stabil secara gravitasi.

Ketika kubah lava mencapai keadaan tidak stabil, letusan eksplosif dapat menyebabkan runtuhnya kubah lava.

Letusan ini biasanya dipicu oleh interaksi antara sistem lelehan panas dan hidrotermal. Runtuhnya kubah lava kemudian membentuk aliran panas, seperti longSORan yang terdiri dari balok-balok besar yang berasal dari kubah lava dan berbutir halus, umumnya berukuran abu piroklast yang berasal dari letusan eksplosif. Arus ini disebut sebagai aliran blok-dan-abu (Bourdier et al., 1997; Sparks 1997; Nakada dkk., 1999; Navarro-ochoa dkk., 2002; Behncke dkk. 2003). Runtuhnya kubah dan kegagalan bangunan diketahui terulang kembali dan menghasilkan episode berulang aliran blok-dan-abu dan longSORan puing vulkanik. Banyak aliran blok dan abu secara langsung berkaitan dengan letusan eksplosif yang signifikan dan energik dan bisa sangat panas. Aliran blok dan abu seperti itu juga dikenal sebagai nuée ardentes atau longSORan panas es (Westercamp, 1987; Bourdier dkk., 1989; Lajoie dkk., 1989; Boudon dkk., 1993; Tanguy, 1994; Abdurachman dkk., 2000; Voight dan Davis, 2000; Carn dkk., 2004; Tanguy 2004). Dipicu letusan eksplosif aliran blok-dan-abu biasanya terkait dengan ledakan yang diarahkan secara lateral yang membuka dan mendestabilkan kubah lava yang tumbuh. Ini seperti yang terjadi dalam letusan tahun 1980 dari gunung St. Helens. Namun, bangunan kegagalan juga bisa memicu ledakan kekerasan aktivitas, seperti yang terjadi pada letusan tahun 1964 Shiveluch di Kamchatka, Rusia. Ledakan terarah serupa terjadi selama letusan gunung berapi Bezymianny tahun 1956, Kamchatka, Rusia. Ledakan ini dihasilkan oleh dekompresi sebuah kubah intracrater dan cryptodome yang telah terbentuk selama tahap praklimaks dari letusan (Hoblitt dkk., 1981; Belousov, 1996).



Gambar 2.3. Jenis pembangkitan aliran piroklastik menurut Cas dan Wright (1988), hal. 106, gbr. 5.11.

Gambar 2.3 menunjukkan tiga jenis pembangkitan aliran piroklastik menurut Cas dan Wright (1988). Jenis pertama adalah runtuhnya kolom letusan, yang merupakan proses paling umum. Jenis kedua adalah runtuhnya kubah lava, yang dapat terjadi ketika kubah lava mencapai keadaan tidak stabil. Jenis ketiga adalah letusan lateral, yang dapat terjadi ketika magma yang terdekomposisi meletus secara tiba-tiba dari ventilasi samping. Runtuhnya kolom letusan dapat terjadi segera setelah letusan tunggal, atau selama serangkaian ledakan yang waktunya berdekatan. Arus

piroklastik yang dihasilkan bisa sangat berbeda, tergantung pada jenis magma dan kekuatan ledakan. Runtuhnya kubah lava dapat menghasilkan aliran piroklastik yang panas dan bergerak cepat, terdiri dari balok-balok besar dan abu piroklast. Aliran ini disebut sebagai aliran blok-dan-abu. Letusan lateral dapat menghasilkan aliran piroklastik yang sangat panas dan bergerak cepat. Aliran ini dapat menghancurkan segala sesuatu yang dilewatinya. Gambar ini menunjukkan bahwa aliran piroklastik dapat terbentuk dari berbagai proses, dan bahwa masing-masing proses dapat menghasilkan jenis aliran piroklastik yang berbeda.

Proses transportasi dan pengendapan partikel sangat mirip untuk kedua jenis aliran piroklastik. Namun, endapan aliran piroklastik yang dihasilkan tidak selalu mempertahankan karakteristik tekstur utama yang memungkinkan kita untuk menafsirkan transportasi dan proses pengendapan aliran piroklastik (Wilson dan Houghton, 2000). Oleh karena itu, mekanisme transportasi dan pengendapan aliran piroklastik menjadi subjek penelitian dan perdebatan yang sedang berlangsung. Dua mekanisme pengendapan yang kontras disimpulkan berdasarkan tekstur sedimen dari endapan aliran piroklastik:

- Model aggradasi progresif (Fisher, 1966, 1979, 1983; Fisher dan Schmincke, 1984; Branney dan Kokelaar, 1992, 1994; Fisher dan Schmincke, 1994; Kokelaar dan Branney, 1996), yang mendalilkan deposisi berkelanjutan dari dasar aliran aktif di seluruh aliran habis. Dalam model ini, endapan hanya memberikan informasi tentang dasar aliran dan aliran piroklastik secara keseluruhan harus dipandang sebagai arus turbiditas dengan densitas tinggi dari sudut pandang fisik (Kneller dan Branney, 1995).
- Model pembekuan "massal" (Wright dan Walker, 1981), yang menyatakan bahwa seluruh aliran

membeku dalam satu saat. Karenanya, karakteristik tekstur akan mewakili karakteristik tekstur aliran diri. Dalam model ini, aliran piroklastik dipandang sebagai aliran debris kohesif (Vallance dan Scott, 1997; Capra dan Macias, 2000, 2002; Capra dkk., 2002; Lecointre dkk., 2002).

ENDAPAN ALIRAN PIROKLASTIK

Endapan aliran piroklastik dihasilkan dari semua jenis aliran piroklastik dan sebagian besar terdiri dari partikel muda (Fisher dan Schmincke, 1984; Cas dan Wright, 1988; Fisher dan Schmincke, 1994). Partikel remaja ini sebagian besar berupa batu apung atau scoria, tergantung pada sumber magma kimianya. Fragmen litik vulkanik sangat umum di aliran blok-dan-abu, di mana material berasal dari kubah lava yang roboh. Endapan aliran piroklastik juga dapat dikaitkan dengan bantalan bantalan lapili akresi, di mana letusan tersebut sebagian bersifat freatomagmatik.

Endapan aliran piroklastik umumnya merupakan endapan dengan lapisan tebal, kaya matriks dan tidak tersortir (Sparks dan Walker, 1973). Endapan ini umumnya terkait dengan lonjakan tipis basal tanah dan lapisan gelombang abu di atasnya (lihat Gambar 2.4). Ada tiga jenis utama endapan aliran piroklastik yang umum dalam sudut pandang tekstur (Cas dan Wright, 1988):

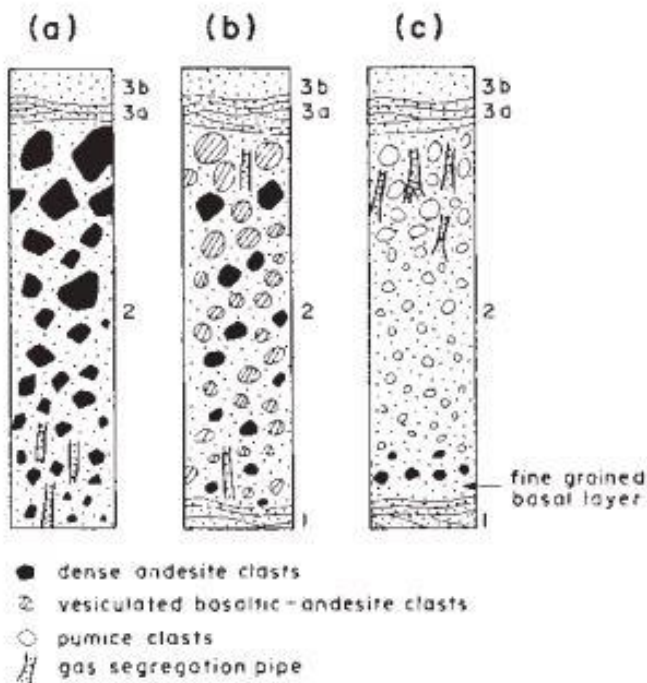
- Endapan aliran blok dan abu kaya akan lapili dan abu vesikuler. Klas pada umumnya bersudut, dan banyak di antaranya menunjukkan perubahan oksidasi suhu tinggi. Lebih besar lapili dan fragmen ukuran blok biasanya bersendi. Endapan umumnya tidak dilas, tetapi mereka biasanya menunjukkan bukti lingkungan pengendapan suhu tinggi, seperti kayu arang besar, dan sebagaimagnet seragam.

- Endapan aliran scoria-and-ash sebagian besar terdiri dari scoria, banyak di antaranya rata di lapisan, terutama di lokasi dekat ventilasi.
- Endapan ignimbrite kaya akan batu apung dan seperti kaca halus pecahan terdiri dari matriks deposit. Pipa pelepasan gas biasa terjadi, terutama pada unit ignimbrite tebal. Tekstur pengelasan adalah ciri-ciri umum dalam endapan ignimbrite dan mencerminkan penahan panas dari akumulasi tebal endapan batu apung.

Basis dari suatu deposit aliran piroklastik biasanya ditandai dengan lapisan tipis yang bersilangan endapan dari gelombang tanah. Endapan aliran piroklastik itu sendiri lebih kaya dalam fragmen litik vulkanik padat yang mungkin terbentuk lensa, atau string clast. Deposit aliran utama tidak disortir, dan pengayaan dari fragmen pumiceous dan / atau scoriaceous bagian atas adalah umum. Biasanya tertutup oleh endapan abu halus yang mungkin sangat besar atau sedikit bertingkat. Satuan ini diendapkan dari awan abu yang memancar dari bagian badan utama arus aliran piroklastik (Fisher et al., 1980a; Vazquez dan Ort, 2006).

Pengelasan endapan aliran piroklastik pumiceous dapat terjadi. Suhu tinggi dari masing-masing piroklast dapat menahan panas cukup lama sehingga dapat menyebabkan pelelehan sebagian berdinding halus, klas dengan kepadatan rendah dari komposisi yang telah berkembang (Freundt, 1998; Sparks dkk., 1999; Beddoe-Stephens dan Millward, 2000; Sparks dkk., 2000; Wilson dan Hildreth 2003). Selama proses pengelasan, piroklast pumiceous dan scoriaceous menjadi rata di lapisan, dan vesikularitasnya menurun karena runtuhnya vesikula secara bertahap. Fragmen remaja padat berbentuk lentikuler, disebut sebagai fiamme, terbentuk karena lebih atau kurang berorientasi pada lapisan perataan piroklast

dan deformasi plastis terkait dari seluruh unit. Pecahan kaca dari matriks dapat disinter bersama untuk membentuk tekstur eutaktik dan menghasilkan matriks yang koheren dan seperti batuan dari suksesi bantalan balok. Proses pengelasan bisa sangat efektif pada endapan batu apung yang tebal, dan dapat mengarah pada pengembangan unit pendingin tunggal di seluruh suksesi. Derajat pengelasan dinyatakan dalam tingkat endapan piroklastik. Endapan aliran piroklastik tingkat tinggi bersifat reomorfik, dan dapat membentuk satuan seperti lava yang sangat sulit membedakan dari badan lava yang koheren, terutama dalam gunungapi purba (Branney et al., 1992; Smith dan Cole, 1997; Freundt, 1998; Mukhopadhyay dkk., 2001; Sumner dan Branney, 2002; Allen, 2004).



Gambar 2.4. Bagian jurusan yang ideal dan sederhana dari tiga jenis endapan aliran piroklastik (setelah Cas dan Wright, 1988).

Distribusi endapan aliran piroklastik sangat bergantung pada morfologinya. Aliran piroklastik cenderung mengikuti posisi terendah topografi. Namun, aliran piroklastik yang energik dapat mengalir menanjak, melewati rintangan hingga ratusan meter, bahkan hingga ratusan meter di atas permukaan laut (Woods et al., 1998; Legros dan Kelfoun, 2000; Gurioli et al., 2002). Vegetasi biasanya hancur total oleh aliran piroklastik. Endapan aliran piroklastik dapat dibedakan menjadi dua jenis utama, yaitu endapan kolam lembah dan endapan veneer. Endapan kolam lembah umumnya merupakan satuan tebal yang diendapkan dari sumbu arus aliran piroklastik (Wilson, 1991; Pittari et al., 2006). Endapan veneer umum dijumpai di sepanjang tepi lembah dan/atau melewati rintangan. Variasi fasies lateral ini sangat umum, dan endapan yang dihasilkan dapat dibedakan. Endapan veneer biasanya berlapis silang, bertingkat, dan berbutir lebih halus daripada yang disimpan di sumbu lembah. Dari daerah proksimal sampai distal, endapan aliran piroklastik juga menunjukkan beberapa variasi fasies horizontal sebagai akibat hilangnya momentum oleh arus (Fisher et al., 1980b; Walker et al., 1980, 1981; Wilson, 2001; Giordano et al., 2002).

Karena sifat fisik dari arus piroklastik, klas-klas yang besar tetapi kepadatannya rendah dapat diangkut jauh dari sumber mereka. Sebaliknya, klas litik vulkanik yang padat mengurangi ukuran butirannya menjauh dari ventilasi. Dalam posisi dekat lubang angin, unit breksi litik proksimal dan kasar adalah umum (Druitt dan Sparks, 1982; Druitt, 1985; Druitt dan Bacon, 1986; Druitt, 1995; Wilson, 2001). Breksi ini dapat terdiri dari fragmen litik vulkanik dan/atau batuan beku yang telah dihancurkan oleh letusan. Zonasi komposisi telah dikenali di beberapa batu apung volume besar endapan aliran piroklastik. Zonasi ini disebabkan oleh pengosongan ruang magma yang berlangsung dan cepat (Edgar et al.,

2002; Sumner dan Branney, 2002). Magma yang lebih ringan, yang kaya akan gas, akan keluar terlebih dahulu, diikuti oleh magma yang lebih berat, yang lebih kaya akan mineral. Pencampuran magma juga telah dikenali dalam ignimbrites volume besar. Pencampuran ini dapat terjadi ketika dua massa magma yang berbeda bertemu di dalam ruang magma. Pencampuran magma dapat menyebabkan perubahan komposisi magma, yang dapat menjadi mekanisme pemicu letusan (Briggs dkk., 1993; Freundt dan Schmincke, 1995; Hildyard dkk., 2000; Troll dan Schmincke, 2002). Endapan aliran piroklastik dapat bervariasi volumenya, tergantung pada mekanisme pembentukannya. Aliran scoria-and-ash umumnya memiliki volume kurang dari 1 km³. Ignimbrites besar yang terkait dengan pembentukan kaldera dapat membentuk lebih dari 1.000 km³ endapan.

Meskipun volumenya umumnya besar, endapan aliran piroklastik terawetkan dengan baik dalam catatan geologi. Dalam sistem vulkanik komposit berumur panjang, aliran piroklastik bisa mengakumulasi endapan hingga ketebalan ratusan meter, dan oleh karena itu dapat memainkan peran penting dalam evolusi cekungan sedimen.

KALDERA DAN SEDIMENTASI TERKAIT DENGAN VULKANISME SILIKAT

Kaldera adalah cekungan besar yang terbentuk oleh penurunan permukaan tanah akibat letusan gunung berapi yang besar (Lipman 2000). Kaldera umumnya berbentuk lingkaran pada tampilan peta, dan dapat mencapai kedalaman ratusan meter. Kaldera dapat memiliki diameter hingga beberapa kilometer, dan biasanya diisi oleh danau kaldera, endapan letusan pasca-kaldera, dan sedimen yang dikerjakan ulang terkait. Pembentukan kaldera umumnya dikaitkan dengan letusan bergaya Plinian, yang menghasilkan endapan batu apung Plinian yang luas dan aliran piroklastik terkait

(ignimbrites) (Lipman et al., 1984). Contohnya adalah Campanian Ignimbrite di Campi Flegrei, Italia. Sukses pra-kaldera dapat terlihat di dalam dan dinding kaldera, dan ditindih oleh endapan vulkaniklastik dan produk efusif syn-caldera.

Kaldera yang sangat muda, meskipun terawat baik secara morfologi, tidak memberikan informasi penting tentang proses penurunan muka tanah dan akar kaldera itu sendiri. Setelah pembentukan kaldera, zona pusat sistem vulkanik menjadi tidak stabil secara struktural. Di mana pipa magmatik sistem tetap aktif setelah penurunan kaldera, ruang magma kosong diisi ulang oleh magma pasca-kaldera. Zona pusat struktur vulkanik dapat dinaikkan, menyebabkan inversi geomorfik yang signifikan dalam waktu singkat. Pengangkatan dapat berkisar dalam skala ratusan meter dan dapat menyebabkan inversi geomorfik yang signifikan selama periode waktu yang relatif singkat (ribuan tahun) (Acocella et al., 2000; Lindsay et al., 2001a; Masturyono et al., 2001).

Di bagian tengah sistem kaldera yang bangkit kembali, endapan danau kaldera dapat dinaikkan ke posisi stratigrafi tinggi, dan gunung berapi komposit volume kecil hingga menengah pasca-kaldera dapat berkembang. Inversi ini juga dapat menyebabkan pembentukan emplasemen kubah yang bangkit kembali. Selama pembentukan pasca-kaldera, magma baru yang ditempatkan di sistem pemberian makan dangkal dapat berevolusi dan mengakumulasi volume volatil yang signifikan, menyebabkan letusan pembentukan kaldera lebih lanjut. Kaldera yang bangkit kembali dapat mengalami penurunan kaldera berulang kali, membentuk arsitektur kompleks di gunung berapi kaldera. Penurunan dan kebangkitan seperti itu bisa siklik, dan mengarah pada perkembangan kaldera bersarang dan kompleks

(Hulen dan Nielson, 1991; Battaglia dkk., 1999; Newman dkk., 2001; Krupp, 1984; Chen et al., 1995; Tibaldi dan Vezzoli, 1998; Moran-Zenteno et al., 2004; Orsi et al., 1996; di Vita et al., 1999; Tibaldi dan Vezzoli, 2004; de Vita et al., 2006).

Meskipun letusan yang membentuk kaldera adalah hal biasa dalam catatan geologi, hanya sedikit yang telah didokumentasikan secara historis. Letusan yang membentuk kaldera adalah peristiwa geologi yang sangat besar dan merusak. Meskipun mereka cukup umum dalam catatan geologi, hanya sedikit yang telah didokumentasikan secara historis. Kejadian langka ini umumnya volume kecil dan termasuk 1991 Pinatubo, Filipina (Rosi et al. 2001), 1968 Fernandina, Galapagos (Rowland 1996), 1912 Katmai, Alaska (Hildreth dan Fierstein 2000), 1883 letusan Krakatau, Indonesia (Deplus et al. 1995) atau 1750–1790 Kilauea, Hawaii (Swanson dan Christiansen 1973). Letusan ini adalah contoh letusan kaldera yang relatif kecil. Mereka memiliki volume yang berkisar dari sekitar 1 hingga 100 km³. Misalnya letusan Pinatubo yang hanya menghasilkan kaldera berdiameter kurang lebih 2 km dan terbentuk hingga 5 km³ produk letusan setara batuan padat (dre). Letusan Pinatubo adalah contoh letusan kaldera yang kecil. Kalderanya memiliki diameter sekitar 2 km dan menghasilkan sekitar 5 km³ produk letusan. Namun, di Kenozoikum, ada banyak kaldera bervolume besar struktur (Wilson et al. 1995) dengan deposit ratusan km³ dalam volume. Di Kenozoikum, ada banyak kaldera yang sangat besar. Kaldera-kaldera ini memiliki volume yang berkisar dari ratusan hingga ribuan km³. Letusan semacam itu juga dianggap memiliki efek iklim juga. Letusan kaldera yang besar dapat memiliki efek signifikan terhadap iklim global. Mereka dapat menyebabkan perubahan suhu, curah hujan, dan pola cuaca. Mega-kaldera dari catatan geologi Kenozoikum menunjukkan adanya letusan

dengan potensi efek yang menghancurkan. Mega-kaldera adalah kaldera yang sangat besar, dengan volume yang melebihi 1.000 km³. Letusan mega-kaldera dapat memiliki efek yang menghancurkan pada planet ini, menyebabkan perubahan iklim yang parah, kepunahan massal, dan bencana alam.

SIKLUS KALDERA

Kaldera, cekungan besar yang dibentuk oleh letusan gunung berapi yang besar, memiliki siklus hidup yang khas (Lipman, 1976; Colucci et al., 1991; Lipman et al., 1996; Lipman, 1997) (lihat gambar 2.5). Siklus ini dapat dibagi menjadi dua tahap utama:

- Tahap pra-kaldera
- Tahap pasca-kaldera

Tahap pra-kaldera

Tahap pra-kaldera ditandai dengan aktivitas vulkanik yang relatif tenang. Magma akumulasi di ruang magma dangkal, yang menyebabkan pengangkatan secara umum di wilayah tengah zona vulkanik. Pengangkatan ini dapat menyebabkan pembentukan tanggul dan gunung berapi komposit kecil.

Tahap pasca-kaldera

Tahap pasca-kaldera dimulai dengan letusan yang membentuk kaldera. Letusan ini dapat berupa letusan bergaya plinian, yang menghasilkan aliran piroklastik yang sangat tebal dan luas, atau letusan magmatik, yang menghasilkan magma yang sangat panas dan cair.

Setelah letusan, kaldera diisi oleh danau kaldera, endapan letusan pasca-kaldera, dan sedimen yang dikerjakan ulang terkait. Kaldera juga dapat mengalami pengangkatan kembali, yang dapat menyebabkan pembentukan gunung berapi komposit baru di tengah kaldera.

Ciri-ciri kaldera

Kaldera memiliki ciri-ciri struktur dan morfologi yang khas. Tepi kaldera ditandai dengan lereng curam yang khas menghadap ke bagian tengah kaldera. Lereng ini melingkari kedua batas struktural dari fitur subsidence, serta endapan talus yang terbentuk oleh runtuhnya margin topografi kaldera yang mundur (lihat Gambar 2.6). Dinding topografi bagian dalam kaldera membentuk arsitektur cekung dan memperlihatkan sukseksi pra-kaldera, yang mungkin ditutupi oleh endapan talus yang terbentuk oleh pemborosan massa di tepi. Kerah runtuh kaldera adalah wilayah yang berada antara batas kaldera struktural dan dinding topografi bagian dalam. Pada kaldera yang lebih muda, sudut kemiringan kerah adalah sekitar 45 derajat. Namun, ini dapat menurun hingga 10-15 derajat pada struktur yang terkikis. Batas kaldera struktural ditandai dengan patahan pembatas di mana penurunan kaldera terjadi. Sesar-sesar ini seperti cincin dan hanya terlihat di kaldera yang lebih tua di mana isi kaldera dibuang dan/atau setelah kaldera.

Pengangkatan kembali

Setelah letusan yang membentuk kaldera, kaldera dapat mengalami pengangkatan kembali. Pengangkatan ini dapat disebabkan oleh aktivitas vulkanik pasca-kaldera, atau oleh proses tektonik. Pengangkatan kembali dapat menyebabkan perubahan pada struktur dan morfologi kaldera. Kaldera yang terangkat kembali dapat menjadi lebih dangkal, dan dinding kaldera dapat menjadi lebih curam.

Isi kaldera

Kaldera umumnya diisi dengan aliran abu intra-kaldera dan sukseksi lakustrin berikutnya. Aliran abu intra-kaldera adalah aliran piroklastik yang terbentuk di dalam kaldera. Aliran ini dapat sangat tebal dan luas, dan dapat menutupi seluruh kaldera. Sukseksi lakustrin adalah

serangkaian endapan yang terbentuk di danau kaldera. Danau kaldera dapat terbentuk oleh pengisian kaldera oleh air hujan, atau oleh aliran piroklastik yang meleleh.

Lantai kaldera

Lantai kaldera adalah dasar kaldera. Lantai kaldera dapat berupa batuan beku, batuan sedimen, atau batuan metamorf.

Ruang magma sub-kaldera

Ruang magma sub-kaldera adalah ruang magma yang terletak di bawah lantai kaldera. Ruang magma ini dapat terbentuk sebelum atau sesudah letusan yang membentuk kaldera. Pada kaldera yang terangkat kembali, ruang magma sub-kaldera dapat tersingkap. Ruang magma ini biasanya terdiri dari batuan plutonik yang telah mengalami perubahan hidrotermal dan mineralisasi.

Pembangunan vulkanik pasca-kaldera

Sebagai tahap akhir dari siklus kaldera, bangunan vulkanik volume kecil hingga sedang dapat berkembang di bagian tengah kaldera. Bangunan vulkanik ini dapat berupa gunung berapi komposit, tanggul, atau dome.

Penurunan kaldera

Penurunan kaldera adalah tahap evolusi terpenting dalam perkembangan kaldera. Penurunan ini dapat disebabkan oleh berbagai faktor, termasuk:

- Penimbunan magma di ruang magma sub-kaldera: Penimbunan magma di ruang magma sub-kaldera dapat menyebabkan tekanan yang cukup besar untuk menyebabkan lantai kaldera runtuh.
- Ledakan gunung berapi: Ledakan gunung berapi dapat menyebabkan pelepasan energi yang sangat besar, yang dapat menyebabkan lantai kaldera runtuh.

- Faktor tektonik: Faktor tektonik, seperti pergerakan lempeng tektonik, dapat menyebabkan lantai kaldera runtuh.

Jenis-jenis penurunan kaldera

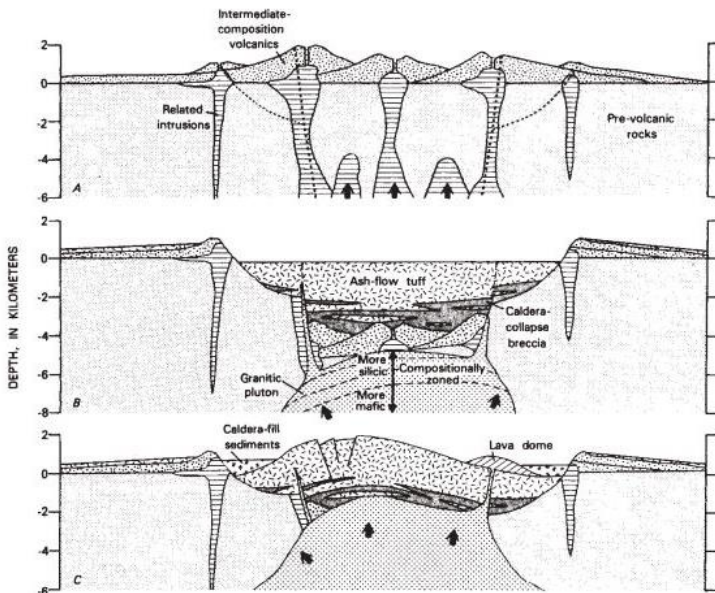
Berdasarkan mekanisme penurunannya, kaldera dapat dibagi menjadi beberapa jenis, yaitu:

- Penurunan piston atau pelat runtuhnya lantai kaldera: Jenis penurunan ini paling umum terjadi. Pada jenis penurunan ini, lantai kaldera runtuh sebagai satu kesatuan, seperti pelat.
- Penurunan permukaan pintu jebakan: Jenis penurunan ini terjadi asimetris, dengan penurunan awal dari lantai kaldera diikuti oleh keruntuhan seperti pelat.
- Penurunan nilai murni: Jenis penurunan ini jarang terjadi, dan ditandai dengan penurunan permukaan yang seragam.
- Penurunan sedikit demi sedikit yang dikendalikan oleh kesalahan: Jenis penurunan ini terjadi di sepanjang zona kelemahan struktural yang terdefinisi dengan baik.
- Penurunan tanah yang kacau: Jenis penurunan ini terjadi di kaldera besar dan kompleks, dan ditandai dengan penurunan permukaan yang tidak beraturan.
- Penurunan bentuk corong: Jenis penurunan ini terjadi di kaldera kecil.

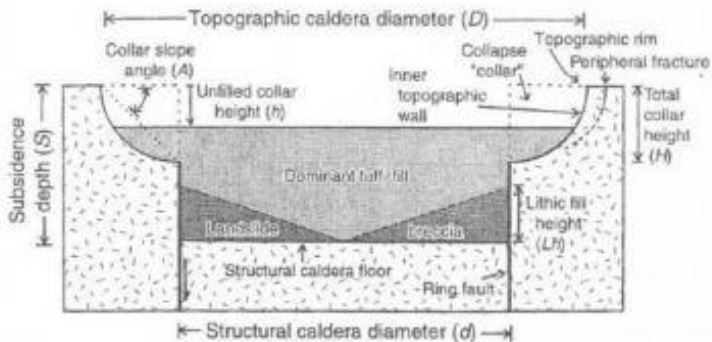
Kaldera Valles

Kaldera Valles di Texas adalah salah satu kaldera yang paling banyak dipelajari di Bumi. Kaldera ini memiliki diameter sekitar 30 kilometer, dan terbentuk sekitar 29 juta tahun yang lalu. Kaldera Valles terbentuk akibat penurunan piston atau pelat runtuhnya lantai kaldera. Penurunan ini disebabkan oleh pelepasan energi yang besar akibat ledakan gunung berapi. Kebangkitan lantai

kaldera telah mengangkat bagian tengah kaldera, sehingga struktur internal kaldera dapat dipelajari.



Gambar 2.1. Siklus kaldera (Lipman, 2000: hal. 648, gbr.2)



Gambar 2.2.. Unsur morfologi dan struktural kaldera sesudahnya (Lipman, 2000: hal. 649, gbr. 3).

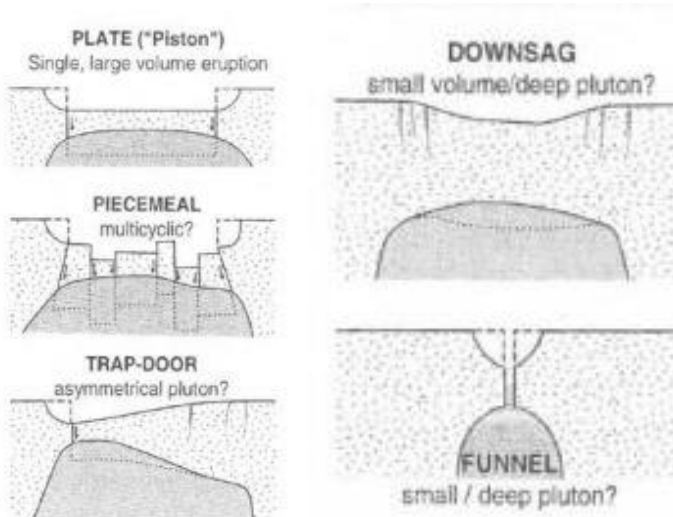
Kaldera dan lembaran ignimbrite

Kaldera adalah cekungan besar yang dibentuk oleh penurunan permukaan tanah akibat letusan gunung

berapi yang besar. Lembaran ignimbrite adalah aliran piroklastik yang sangat tebal dan luas, yang dapat terbentuk dari letusan gunung berapi. Kaldera yang terdefinisi dengan baik ditandai dengan morfologi yang khas, seperti lereng curam dan dasar yang datar. Kaldera ini biasanya memiliki hubungan yang jelas dengan lembaran ignimbrite. Di banyak daerah, terdapat lembaran ignimbrite yang sangat luas, yang tidak memiliki hubungan yang jelas dengan kaldera. Lembaran ignimbrite ini biasanya disebut sebagai ignimbrite shields (Lebti et al., 2006; de Silva, 1989).

Ignimbrite shields

Ignimbrite shields adalah lembaran ignimbrite yang luas yang terbentuk dari letusan gunung berapi yang besar. Letusan ini dapat menyebabkan penurunan permukaan tanah yang signifikan, sehingga lembaran ignimbrite ini dapat menutupi kaldera yang ada. Pada beberapa kasus, kaldera dapat tersembunyi oleh lembaran ignimbrite yang luas. Hal ini dapat terjadi jika letusan yang membentuk kaldera sangat besar, atau jika lembaran ignimbrite yang menutupinya sangat tebal (Ort, 1993; Lindsay et al., 2001b; Richards dan Villeneuve, 2002). Kaldera Taupo di Selandia Baru adalah contoh kaldera yang tersembunyi oleh lembaran ignimbrite. Lembaran ignimbrite ini terbentuk dari letusan gunung berapi yang sangat besar sekitar 26,5 juta tahun yang lalu. Penelitian lebih lanjut diperlukan untuk memahami hubungan antara kaldera dan lembaran ignimbrite. Penelitian ini dapat membantu para ilmuwan untuk lebih memahami sejarah vulkanik Bumi dan dampak letusan gunung berapi terhadap lingkungan.



Gambar 2.3. Gaya kaldera penurunan tanah (Lipman, 2000: hal. 654, gbr. 6).

Ukuran dan bahaya letusan kaldera

Ukuran kaldera bisa sangat beragam, dari beberapa kilometer hingga ratusan kilometer. Kaldera yang lebih besar dapat terbentuk dalam waktu yang relatif singkat, seperti kaldera Yellowstone di Amerika Serikat, yang terbentuk sekitar 630.000 tahun yang lalu. Karena kita tidak memiliki pengalaman letusan kaldera besar dalam sejarah kita, implikasi bahaya gunung berapi dari letusan semacam itu kurang dipahami. Namun, mereka berpotensi menjadi letusan paling berbahaya di Bumi.

Letusan kaldera dapat memiliki dampak yang signifikan terhadap lingkungan, termasuk:

- Menyebabkan gelombang pasang yang tinggi
- Menyebarkan abu vulkanik dan gas di atmosfer
- Menyebabkan hujan asam
- Menyebabkan perubahan iklim

Dampak iklim dari letusan kaldera

Dampak iklim dari letusan kaldera masih belum sepenuhnya dipahami. Namun, letusan kaldera dapat menyebabkan penurunan suhu global, karena abu vulkanik dan gas dapat menghalangi sinar matahari.

Penurunan suhu global ini dapat menyebabkan perubahan iklim, seperti gagal panen dan kelaparan. Letusan kaldera juga dapat menyebabkan perubahan pada ekosistem, karena hewan dan tumbuhan tidak dapat beradaptasi dengan perubahan iklim. Ada beberapa kaldera yang aktif di Bumi yang memiliki potensi untuk mengalami letusan besar. Kaldera Yellowstone adalah salah satu kaldera yang paling berbahaya di dunia. Kaldera ini memiliki diameter sekitar 55 kilometer dan terletak di bawah Taman Nasional Yellowstone di Amerika Serikat. Kaldera Yellowstone terakhir kali meletus sekitar 630.000 tahun yang lalu. Namun, ilmuwan percaya bahwa kaldera ini memiliki potensi untuk meletus lagi di masa depan. Letusan kaldera Yellowstone akan memiliki dampak yang signifikan terhadap Amerika Serikat dan dunia. Letusan ini dapat menyebabkan kerusakan properti yang luas, kematian dan cedera massal, dan perubahan iklim (Fedele et al., 2002; Oppenheimer, 2003a, b; Manville dan Wilson, 2004).

PASCA AKTIVITAS HIDROTERMAL VULKANIK

Aktivitas hidrotermal pasca vulkanik gunung api polijenik, terutama gunung api silika sangat beragam dan memainkan peran utama dalam mineralisasi. Dalam sistem kaldera, ruang magma dangkal masih dapat memberikan sumber panas yang efektif untuk memanaskan air tanah, dan menghasilkan aktivitas solfatara, mofetta, atau geysir yang lama selama periode letusan, dan/atau antar-letusan.

- Solfatara adalah ventilasi penghasil belerang yang didominasi oleh nama Solfatara, sebuah kaldera kecil cincin tufa di lapangan Campanian di Italia.

- Mofet adalah ventilasi penghasil karbon dioksida, biasanya terkait dengan ladang solfatara.

Ladang solfatara utama dalam sistem vulkanik silikat biasanya disertai dengan lokasi hidroeksplosi kecil. Karena panas yang meningkat dari ruang magma dangkal menyediakan air tanah, hidroterma bertekanan berlebih sistem, dari waktu ke waktu dapat meledak menjadi ledakan hidro, dan dapat membentuk kawah selebar beberapa puluh meter yang dikelilingi oleh breksi chaotic setebal dm-ke-m didominasi oleh fragmen litik vulkanik yang berubah secara hidrotermal. Lokasi ledakan hidro (ledakan freatik) biasanya membentuk ladang yang luas (area beberapa km²), tempat yang sempurna untuk mineralisasi.

- Kawah ledakan biasanya diisi dengan air panas dan dapat membentuk arsitektur kawah vulkanik mirip dengan maar.
- Ketinggian air kawah tersebut dapat berubah secara dramatis.

Ladang hidrotermal biasanya memiliki geyser, dan mata air keluar yang kaya akan mineral. Perairan kaya mineral tersebut dapat mengakumulasi lapisan lakustrin berlapis di kolam air panas dangkal di daerah termal. Di pengaturan kuno serupa, sistem lakustrin dangkal mungkin diawetkan dalam bentuk sedimen lakustrin berbutir halus berlapis yang terdiri dari litika vulkanik bersudut serta mineral lempung seperti endapan di Miosen Tokaj Mts di Hungaria. Hydroexplosions dapat terbentuk di atas lembaran ignimbrite. Ignimbrite dapat menahan panas cukup lama setelah pengendapan dan menghasilkan uap panas berlebih yang dapat mengganggu ledakan lapisan ignimbrite di atasnya. Letusan seperti itu didokumentasikan dari gunung St. Helens. Endapan yang dihasilkan dan morfologi kawah mirip dengan yang terbentuk oleh letusan

freatomagmatik, namun, tidak ada keterlibatan magma remaja dalam ledakan hidro tersebut, dan oleh karena itu endapan tersebut hanya terdiri dari litika aksidental yang berasal dari satuan ignimbrite.

BAB III

VULKANISME SUB-AQUOEUS

PROSES VULKANIK DI BAWAH PERMUKAAN AIR

Formasi Val d'Or dan Jacola (dan Formasi Héva) telah terbukti memiliki sejarah pengendapan yang seluruhnya di bawah air. Hal ini menunjukkan bahwa proses vulkanik dapat terjadi di bawah permukaan air (Cas dan Wright, 1991; Stix, 1991; Mueller et al., 2000; White et al., 2003).

Proses vulkanik di bawah permukaan air dapat dibagi menjadi dua jenis utama:

- Letusan eksplosif
- Letusan non-eksplosif

Letusan eksplosif

Letusan eksplosif terjadi ketika magma kontak dengan air. Air mendidih dan menghasilkan uap air panas yang cepat. Uap air ini dapat menyebabkan magma meledak, menghasilkan aliran piroklastik yang kuat dan abu vulkanik.

Letusan non-eksplosif

Letusan non-eksplosif terjadi ketika magma tidak kontak dengan air. Magma dapat meleleh dan mengalir ke bawah lereng gunung berapi, membentuk aliran lava.

Kinetika letusan bawah laut

Kinetika letusan bawah laut adalah studi tentang bagaimana letusan terjadi di bawah permukaan air. Studi ini telah menunjukkan bahwa letusan bawah laut dapat sangat beragam. Beberapa letusan bawah laut dapat sangat eksplosif, menghasilkan aliran piroklastik yang kuat dan abu vulkanik. Letusan ini dapat menyebabkan kerusakan parah di bawah laut, dan bahkan dapat memicu tsunami. Letusan bawah laut lainnya dapat lebih non-eksplosif, menghasilkan aliran lava yang lebih lambat. Letusan ini biasanya tidak menyebabkan

kerusakan parah, tetapi dapat menghasilkan endapan vulkanik yang signifikan.

Mode fragmentasi letusan di bawah air

Pada bagian ini, dua model fragmentasi letusan yang mungkin terjadi di bawah air dibahas. Mode-mode ini adalah:

- Letusan phreatomagmatic
- Letusan magmatik

Letusan phreatomagmatic

Letusan phreatomagmatic adalah letusan yang melibatkan interaksi antara air dan lava. Letusan ini dapat terjadi ketika lava kontak dengan air laut, air tawar, atau air tanah. Air mendidih dan menghasilkan uap air panas yang cepat. Uap air ini dapat menyebabkan magma meledak, menghasilkan aliran piroklastik yang kuat dan abu vulkanik.

Letusan magmatik

Letusan magmatik adalah letusan yang hanya melibatkan lava. Letusan ini dapat terjadi ketika lava naik ke permukaan air dan mendingin dengan cepat. Kontras termal antara lava dan air dapat menyebabkan lava pecah menjadi fragmen kecil. Eksolusi volatil dari magma juga dapat menyebabkan fragmentasi.

Kedua mode fragmentasi ini dapat menghasilkan berbagai macam endapan vulkanik. Letusan phreatomagmatic dapat menghasilkan endapan piroklastik yang terdiri dari fragmen-fragmen lava, air, dan abu. Endapan ini dapat berupa aliran piroklastik, breksi, dan tuff. Sementara itu, letusan magmatik dapat menghasilkan endapan lava, yang dapat berupa aliran lava, breksi, dan tuff (Wohletz dan McQueen, 1984; Zimanowski et al., 1997; Wohletz 2002; Wohletz, 1986; Mueller dan White, 1992; Scott et al., 2002).

LETUSAN FREATOMAGMATIK SUBAQUEOUS

Letusan freatomagmatik subaqueous adalah letusan gunung berapi yang terjadi di bawah air, di mana magma kontak dengan air laut. Letusan ini dapat terjadi pada kedalaman yang bervariasi, dari beberapa meter hingga ratusan meter (Buchanan dan Dullforce, 1973; Wohletz, 2002; Moore dan Tepley, 1974; Clague et al., 2000; Maicher et al., 2000; Maicher, 2002).

Proses letusan

Proses letusan freatomagmatik subaqueous dapat dibagi menjadi beberapa tahap:

1. Ekstraksi magma

Magma diekstraksi dari dapur magma di bawah laut. Magma ini biasanya memiliki suhu yang sangat tinggi, hingga 1.200 derajat Celcius.

2. Kontak dengan air

Magma yang panas kontak dengan air laut yang dingin. Hal ini menyebabkan air laut mendidih dan menghasilkan uap air panas.

3. Ledakan

Uap air panas yang dihasilkan dapat menyebabkan magma meledak. Ledakan ini dapat menghasilkan aliran piroklastik yang kuat dan abu vulkanik.

Pentingnya volatil magmatik selama interaksi FCI

Volatil magmatik, seperti air, karbon dioksida, dan sulfur dioksida, dapat memainkan peran penting dalam interaksi FCI (*fuel coolant interaction*). Volatil ini dapat meningkatkan efisiensi fragmentasi dengan cara berikut Sheridan dan Wohletz, 1983; Wohletz dan Sheridan, 1983):

- Meningkatkan tekanan parsial

Volatil magmatik meningkatkan tekanan parsial air di sekitar magma. Hal ini dapat menyebabkan lebih banyak air mendidih dan menghasilkan uap air panas. Uap air panas ini dapat menyebabkan magma meledak lebih efisien.

- Meningkatkan viskositas magma

Volatil magmatik dapat meningkatkan viskositas magma. Hal ini dapat memperlambat aliran magma dan meningkatkan waktu kontak antara magma dan air. Waktu kontak yang lebih lama ini dapat menyebabkan lebih banyak fragmentasi lava.

- Meningkatkan kelarutan volatil dalam air

Volatil magmatik dapat larut dalam air. Kelarutan volatil ini dapat meningkatkan tekanan hidrostatik di sekitar magma. Tekanan hidrostatik yang lebih tinggi ini dapat menyebabkan lebih banyak fragmentasi lava.

Tenaga pendorong awal untuk mengeluarkan lava ke dalam kolom air

Tenaga pendorong awal untuk mengeluarkan lava ke dalam kolom air dapat meningkatkan efisiensi fragmentasi dengan cara berikut:

- Meningkatkan pencampuran

Tenaga pendorong awal dapat membantu meningkatkan pencampuran antara lava dan air. Pencampuran yang lebih baik ini dapat menyebabkan lebih banyak fragmentasi lava.

- Meningkatkan energi yang dilepaskan

Tenaga pendorong awal dapat membantu meningkatkan energi yang dilepaskan selama interaksi FCI. Energi yang lebih besar ini dapat menyebabkan lebih banyak fragmentasi lava.

Rasio massa air-lava

Rasio massa air-lava yang ideal untuk fragmentasi adalah 0,3. Pada rasio ini, larutan air-uap yang terbentuk memiliki viskositas yang cukup untuk mencegah perpindahan massa yang cepat dari larutan ke lava, tetapi cukup cair untuk memungkinkan pencampuran yang efisien (Wohletz dan McQueen, 1984).

Tekanan hidrostatik

Tekanan hidrostatik dapat mempengaruhi efisiensi fragmentasi. Pada tekanan rendah, uap air dapat dengan mudah mengembang dan menyebabkan fragmentasi lava. Namun, pada tekanan tinggi, uap air tidak dapat mengembang dengan mudah dan dapat menyebabkan fragmentasi yang kurang efisien (Zimanowski, 1991).

Skenario fragmentasi

Wohletz (1983, 1986) membayangkan dua kemungkinan skenario untuk fragmentasi vesiclefree (bebas gas):

- Quench granulation (thermal shock)

Dalam skenario ini, lava yang sangat panas dipaksa bersentuhan dengan air dingin. Hal ini menyebabkan lava mendingin dengan cepat dan pecah menjadi fragmen kecil.

- Ledakan akibat pemuatan tiba-tiba fluida eksternal (mis., uap)

Dalam skenario ini, uap air yang terbentuk selama interaksi FCI mengembang dengan cepat dan menyebabkan fragmentasi lava.

CONTOH LETUSAN FREATOMAGMATIK SUBAQUEOUS

Salah satu contoh potensial dari letusan freatomagmatik subaqueous yang eksplosif dapat dikaitkan dengan urutan vulkanik yang dijelaskan dari Placer Dome North (ROI 2). Urutan ini terdiri dari breksi vulkanik dan tuff yang mengandung fragmen lava, batuan beku, dan batuan sedimen. Penelitian oleh Cas dan Wright (1987) menunjukkan bahwa letusan freatomagmatik subaqueous dapat menghasilkan endapan breksi vulkanik dan tuff. Endapan ini terbentuk ketika magma kontak dengan air laut yang dingin, yang menyebabkan air mendidih dan menghasilkan uap air panas. Uap air panas ini dapat menyebabkan magma meledak, menghasilkan aliran piroklastik yang kuat dan abu vulkanik.

Pada kasus Placer Dome North, peneliti mengusulkan bahwa letusan freatomagmatik subaqueous terjadi sebagai berikut (Cas dan Wright, 1987):

1. Magma naik ke permukaan laut dan membentuk bantal lava.
2. Bantal lava mendingin dan mengeras.
3. Retakan terbentuk di bantal lava.
4. Air laut meresap ke dalam retakan.
5. Uap air panas terbentuk ketika air laut bercampur dengan magma.
6. Uap air panas menyebabkan bantal lava meledak.

Akibatnya, breksi vulkanik dan tuff terbentuk. Breksi vulkanik terdiri dari fragmen lava, batuan beku, dan batuan sedimen yang pecah menjadi ukuran kecil. Tuff terdiri dari abu vulkanik yang terendapkan (Sheridan dan Wohletz, 1983; Wohletz, 2002).

White (1996) mengusulkan bahwa pendingin tidak murni, yaitu campuran air dan sedimen, dapat memainkan peran penting dalam letusan freatomagmatik. Pendingin tidak murni ini memiliki beberapa keuntungan dibandingkan dengan air murni, antara lain:

- Viskositas yang lebih tinggi

Viskositas yang lebih tinggi dapat meningkatkan efisiensi pencampuran antara lava dan pendingin. Pencampuran yang lebih baik ini dapat menyebabkan fragmentasi lava yang lebih efisien.

- Kecerupaan dengan lahar

Pendingin tidak murni memiliki viskositas yang lebih tinggi daripada air murni, tetapi masih lebih rendah daripada lahar. Kecerupaan viskositas ini dapat meningkatkan efisiensi transfer energi panas antara lava dan pendingin.

- Meningkatkan area permukaan

Pendingin tidak murni dapat memiliki area permukaan yang lebih besar daripada air murni. Area permukaan

yang lebih besar ini dapat meningkatkan efisiensi transfer energi panas dan fragmentasi lava.

Morfologi bantalan

Morfologi bantalan yang diamati juga mendukung hipotesis pendingin tidak murni. Bentuk amoeboidal bantalan konsisten dengan pembentukan dari magma viskositas rendah. Magma viskositas rendah lebih mudah bercampur dengan pendingin tidak murni, yang dapat menghasilkan fragmentasi lava yang lebih efisien.

TAHAP PENCAMPURAN DALAM LETUSAN FREATOMAGMATIK

Durasi tahap pencampuran dalam letusan freatomagmatik subaqueous tidak diketahui secara pasti. Namun, beberapa faktor dapat mempengaruhi durasi ini, termasuk (Morrissey et al., 2000; Sheridan dan Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; White, 1996; Doucet dkk., 1994):

- Karakteristik magma

Magma yang lebih viskos akan membutuhkan waktu lebih lama untuk bercampur dengan air.

- Karakteristik air

Air yang lebih dingin akan membutuhkan waktu lebih lama untuk bercampur dengan magma.

- Volume magma dan air

Semakin besar volume magma dan air, semakin lama waktu yang dibutuhkan untuk bercampur.

Selama tahap pencampuran, beberapa fenomena dapat terjadi, termasuk:

- Pembentukan lapisan uap

Air yang mendidih di sekitar magma akan membentuk lapisan uap. Lapisan uap ini dapat menghambat transfer panas antara magma dan air.

- Peningkatan tekanan air

Pemindahan panas dari magma ke air akan menyebabkan peningkatan tekanan air. Tekanan air yang tinggi dapat menyebabkan runtuhnya lapisan uap.

- Penyemburan air

Runtuhnya lapisan uap dapat menyebabkan semburan air yang mengganggu permukaan magma. Semburan air ini dapat membantu fragmentasi lava.

- Injeksi magma baru

Magma baru dapat diinjeksikan ke dalam campuran magma dan air. Injeksi magma baru dapat meningkatkan luas permukaan dan memberikan panas tambahan.

Berdasarkan fenomena yang terjadi selama tahap pencampuran, beberapa kemungkinan mekanisme letusan dapat diajukan, antara lain:

- Mekanisme uap

Mekanisme uap terjadi ketika lapisan uap runtuh dan menyebabkan semburan air yang mengganggu permukaan magma. Semburan air ini dapat membantu fragmentasi lava.

- Mekanisme magma

Mekanisme magma terjadi ketika magma baru diinjeksikan ke dalam campuran magma dan air. Injeksi magma baru dapat meningkatkan luas permukaan dan memberikan panas tambahan, yang dapat menyebabkan fragmentasi lava.

- Mekanisme gabungan

Mekanisme gabungan terjadi ketika mekanisme uap dan magma terjadi secara bersamaan.

Efisiensi pencampuran antara magma dan air akan mempengaruhi karakteristik endapan yang terbentuk. Endapan yang terbentuk dari letusan freatomagmatik subaqueous biasanya terdiri dari breksi vulkanik dan tuff.

- Breksi vulkanik

Breksi vulkanik terbentuk dari fragmentasi lava. Fragmentasi lava yang lebih efisien akan menghasilkan breksi vulkanik dengan ukuran fragmen yang lebih kecil.

- Tuff

Tuff terbentuk dari abu vulkanik yang terendapkan. Abu vulkanik yang terendapkan lebih efisien akan menghasilkan tuff dengan ketebalan yang lebih besar.

LETUSAN MAGMATIK SUBAQUEOUS

Letusan magmatik subaqueous adalah letusan gunung berapi yang terjadi di bawah air. Letusan ini dapat terjadi di laut, samudra, atau danau. Letusan magmatik subaqueous dapat disebabkan oleh berbagai faktor, termasuk:

- Pergerakan lempeng tektonik
- Intrusi magma di dasar laut
- Pertemuan magma dengan air laut

Mekanisme letusan

Letusan magmatik subaqueous dapat terjadi melalui berbagai mekanisme, antara lain:

- Mekanisme uap

Mekanisme uap terjadi ketika magma yang panas bercampur dengan air dingin. Air akan mendidih dan membentuk lapisan uap di sekitar magma. Lapisan uap ini akan menekan magma dan menyebabkannya meledak.

- Mekanisme air

Mekanisme air terjadi ketika magma yang panas bercampur dengan air dingin. Air akan mendinginkan magma secara cepat dan menyebabkannya pecah menjadi fragmen-fragmen kecil.

- Mekanisme gabungan

Mekanisme gabungan terjadi ketika mekanisme uap dan mekanisme air terjadi secara bersamaan. Hal ini dapat menyebabkan letusan yang sangat eksplosif.

Endapan letusan

Endapan yang terbentuk dari letusan magmatik subaqueous biasanya terdiri dari:

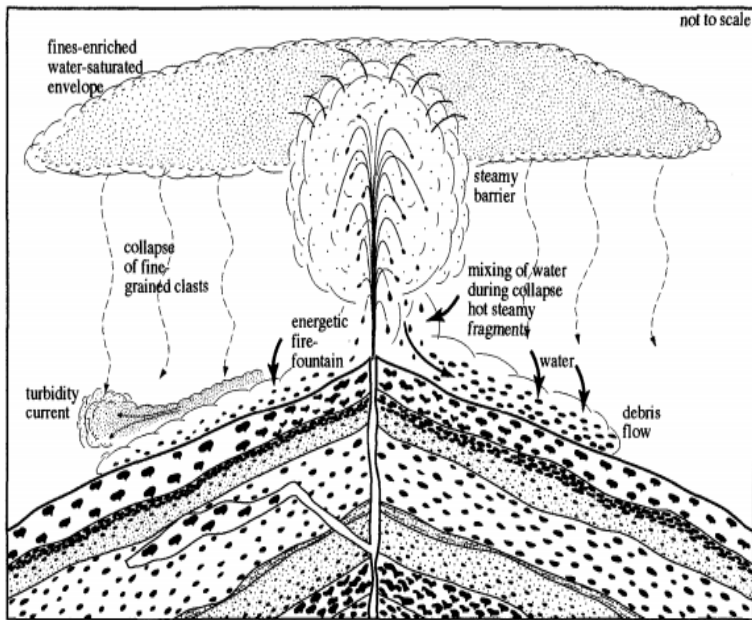
- Breksi vulkanik

Breksi vulkanik terbentuk dari fragmentasi magma. Fragmen-fragmen ini dapat berukuran besar, seperti bongkahan batu, atau kecil, seperti pasir.

- Tuff

Tuff terbentuk dari abu vulkanik yang terendapkan. Abu vulkanik adalah partikel-partikel kecil dari batuan yang dilepaskan selama letusan. Salah satu contoh letusan magmatik subaqueous adalah letusan Gunung Tambora di Indonesia pada tahun 1815. Letusan ini menghasilkan tsunami yang melanda pesisir pulau Jawa dan Bali.

Suksesi endapan volcanosedimen di Timur Sullivan (lihat Gambar 3.1). Singkapan dapat dijelaskan oleh penyadapan progresif dari ruang magma yang dikategorikan sebagai urutan pengendapan yang mewakili zonasi terbalik dari sumber, dengan fasies vesikuler yang mendasari diproduksi selama permulaan fase air mancur api yang energik (Blake, 1981; Head dan Wilson, 2002; Orton, 1996). Fasies vesikuler ini terbentuk ketika magma yang panas dan kaya gas meletus ke permukaan laut. Lapisan gas yang kaya ini mungkin terbentuk melalui proses akumulasi, di mana gelembung yang terbentuk selama eksolusi volatil naik dan terkumpul menjadi lapisan busa. Hanya sejumlah kecil larutan yang diperlukan untuk melipatgandakan volume magma yang bebas volatil, dengan demikian menciptakan tekanan berlebih yang menyebabkan letusan. Magma pertama yang terbentuk selama fase pertama dari letusan adalah magma vesikular, feldspar-phyric menengah. Saat letusan berlanjut, vesikularitas menurun dan magma menjadi lebih primer, dengan magma menengah phyric hornblende-feldspar terbentuk (Clague dkk., 2000).



Gambar 3.1. Model kemungkinan letusan air mancur bawah air dari singkapan Sullivan Timur (ROI 3).

Sebuah model kemungkinan letusan air mancur api bawah air dari singkapan Sullivan Timur (ROI 3) dapat digambarkan sebagai berikut (lihat Gambar 3.1):

1. Magma yang kaya gas naik ke permukaan dari ruang magma subvolkanik. Magma ini terbentuk dari lelehan batuan mantel yang kaya akan gas-gas seperti air, karbon dioksida, dan sulfur dioksida. Gas-gas ini terlarut dalam magma pada kedalaman yang lebih besar, tetapi akan terlepas saat magma naik ke permukaan yang lebih dingin.
2. Gas yang terlepas membentuk lapisan busa di sekitar magma. Lapisan busa ini menciptakan tekanan berlebih pada magma, yang dapat menyebabkannya meletus.
3. Magma yang meletus keluar dari ventilasi pusat gunung berapi. Lava yang meletus ini akan

- bercampur dengan air laut, yang akan menyebabkannya mendingin dan berpori.
4. Partikel-partikel lava yang berpori akan jatuh ke dasar laut, membentuk endapan volcanosedimen. Endapan ini akan terdiri dari breksi vulkanik, tuff, dan sedimen lainnya.

Model ini didasarkan pada pengamatan singkapan Sullivan Timur, yang menunjukkan bukti letusan air mancur api bawah air. Singkapan ini terdiri dari endapan volcanosedimen yang kaya akan breksi vulkanik berpori. Breksi vulkanik ini terbentuk dari fragmentasi lava yang meletus dari ventilasi pusat gunung berapi. Model ini juga didukung oleh penelitian laboratorium yang menunjukkan bahwa magma yang kaya gas dapat meletus di bawah air. Penelitian ini menunjukkan bahwa lapisan busa yang terbentuk di sekitar magma dapat menciptakan tekanan berlebih yang cukup untuk menyebabkan letusan.

Fragmen panas, vesikuler, dan seukuran breksi terbungkus dalam uap saat dikeluarkan melalui kolom air dan runtuh untuk membentuk puing-puing besar yang terbawa oleh aliran turbiditas konsentrasi tinggi. Fragmen-fragmen paling halus ditumpuk di atas lubang ventilasi pada semburan air panas sebelum mengendap untuk membentuk aliran kekeruhan dengan konsentrasi rendah. Sebenarnya ketinggian air mancur dibatasi hingga 10 meter karena tekanan hidrostatik. Penumpukan volatil mengontrol ketinggian air mancur lava seperti halnya kebakaran air mancur di Hawaii; magma bermuatan gas menghasilkan "tirai api", sedangkan magma yang terkuras gas membentuk lembaran atau aliran tabung. Namun, lingkungan lautnya menentukan ketinggian air mancur dan mempengaruhi proses fragmentasi. Ketinggian air mancur hanyalah fungsi dari tekanan hidrostatik dan pengaruhnya terhadap eksolusi yang mudah menguap.

Fragmentasi adalah proses dua tahap: (i) fragmentasi magmatik dan (ii) fragmentasi freatomagmatik (Doucet et al., 1994; Cousineau, 1994).

Fragmentasi magmatik dikendalikan oleh eksolusi volatil dari magma, sedangkan fragmentasi freatomagmatik dikendalikan oleh penguapan air laut di antarmuka magma-air. Fragmentasi magmatik pada tekanan hidrostatik yang meningkat dianggap sebagai mekanisme yang relatif tidak efisien, sehingga fragmen yang dihasilkan biasanya berbutir kasar dan bentuk lonjong atau amoeboidal (Kokelaar, 1986). Morfologi fragmen ini dihasilkan selama eaksi balistik klas plastik panas melalui air ambien, di mana klas dilindungi dari pendinginan oleh kubah uap yang dihasilkannya sendiri (Kokelaar, 1986).

Fragmentasi phreatomagmatik mungkin tertunda karena pencampuran awal yang kasar antara pecahan besar seperti percikan panas dan air, sehingga ketidakstabilan fluida-fluida tidak dihasilkan di sebagian besar kolom letusan (gas-dorong?). Saat air tertelan ke dalam kolom letusan yang beruap, runtuhnya film uap di sekitar fragmen remaja yang lebih kecil mungkin telah terjadi, menghasilkan penguapan spontan yang menghancurkan lelehan (White, 1996). Gelombang kejutan yang dihasilkan dapat menghasilkan efek cascading di seluruh kolom, menyebabkan keruntuhan film uap lebih lanjut. Pulsa seperti itu dari aktivitas phreatomagmatik membentuk populasi tephra berbutir halus (Wohletz, 1986) yang runtuh di sepanjang tepi kolom untuk membentuk aliran kekeruhan dengan konsentrasi tinggi hingga rendah. Tidak adanya pembentukan endapan lembaran hialoklastit dalam endapan ini menunjukkan bahwa endapan vulkaniklastik ini tidak terbentuk selama fragmentasi termal seperti lembaran aliran lava, seperti yang dibayangkan oleh Maicher et al. (2000).

DAFTAR PUSTAKA

- Abdurahman, M., Harsono, I., & Rahardjo, B. (2000). The 1994 eruption of Kelud volcano, Indonesia: A case study of a block-and-ash flow. *Bulletin of Volcanology*, 62(6), 421-431.
- Abrams, M., & Siebe, C. (1994). The evolution of Irazú Volcano, Costa Rica: A case study of a continuously active stratovolcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61(1), 1-29.
- Acocella, V., & Funicello, R. (1999). The role of caldera collapse in the construction of volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(1-2), 21-32.
- Acocella, V., Bonali, F., & Manetti, P. (2000). The caldera collapse of La Fossa di Vulcano (Italy): Evidence for a shallow magma reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99(1-4), 125-138.
- Acocella, V., Funicello, R., & Neri, A. (2000). Volcano-tectonic interactions in the development of calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-4), 1-33.
- Ade-Hall, J. M., Williams, M. A. J., & Mitchell, J. G. (1974). The geology of the Snake River plain, Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 85(10), 1495-1512.
- Adiyaman, I., Yilmaz, A., & Yilmaz, S. (2003). The eruptive history of Ararat (Agri Dagi), eastern Turkey: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123(1-4), 1-26.
- Ancochea, J., Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (1990). The growth and collapse of volcanoes: A comparison of theoretical models and observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(3-4), 271-290.
- Ancochea, J., Francis, P. W., & Watts, A. B. (1994). The construction of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B1), 10,013-10,028.
- Auer, L., Schmincke, H.-U., & Schmincke, U. (2006). The evolution of the West Eifel volcanic field, Germany: A case study of a complex basaltic volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1), 55-80.
- Auer, V., Lorenz, V., & Schmincke, H. U. (2007). Maar formation in the Feketehegy volcanic field, west-central Hungary. In H. Sigurdsson, B. P. Lipman, & J. E. Griggs (Eds.),

- Encyclopedia of volcanoes (2nd ed., pp. 745-757). San Diego, CA: Academic Press.
- Bacon, C. R. (1983). The eruption of Mount Mazama and the formation of Crater Lake. Geological Society of America Special Paper, 195, 1-132.
- Baldrige, S. A., Walker, G. P. L., & Gudmundsson, A. (1973). The geology of Hekla, Iceland. Journal of the Geological Society, 129(1), 1-22.
- Battaglia, M., Ventura, G., Orsi, G., & Tibaldi, A. (1999). The caldera of Roccamonfina (Italy): A new interpretation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94(1-4), 1-18.
- Beddoe-Stephens, B., & Millward, D. (2000). Ignimbrites: Processes, products and problems. London: Chapman & Hall.
- Beget, J. E., & Kienle, J. (1992). Growth and collapse of the late Pleistocene and Holocene San Juan Volcano, Guatemala. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 52(1-4), 115-142.
- Behnck, J., Schmincke, H. U., & Wörner, G. (2003). The 1992-1994 eruption of Merapi volcano, Indonesia: Block-and-ash flows, pyroclastic density currents, and lahars. Bulletin of Volcanology, 65(6), 483-511.
- Behneck, J. (2004). Hiatal sedimentation in the Eocene-Oligocene transition in the Northern Alps: A comparison of the sedimentary records of the Molasse Basin and the Carpathian Foredeep. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 208(3-4), 279-304.
- Belis, M., Németh, K., & Kósa, G. (1999). The maar lake of the Füzérkömlós volcano, Hungary: Sedimentology and paleoecology. Acta Geologica Hungarica, 42(3-4), 299-317.
- Bertagnini, A., Rosi, M., Cioni, R., & Innocenti, F. (1991). Phreatomagmatic explosions and associated pyroclastic flows at Stromboli volcano, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 46(1-4), 117-141.
- Blackburn, J. G., & Sparks, R. S. J. (1976). The transition from Hawaiian to Strombolian activity at Etna. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2(1), 1-20.

- Blake, S., 1981. Geology of the East Sullivan volcano, British Columbia. Unpublished report, Geological Survey of Canada.
- Bosworth, W. (1987). Rift-related volcanism in East Africa. Geological Society of America Special Paper, 209, 1-50.
- Bourdier, J.-L., Boudon, G., & Lajoie, J. (1989). The 1985-1986 eruption of Augustine volcano, Alaska: A study of block-and-ash flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(3-4), 213-233.
- Bourdier, J.-L., Boudon, G., & Tanguy, J.-C. (1997). Volcanic block-and-ash flows: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(1-2), 1-21.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. P., & Sparks, R. S. J. (1992). The influence of rheology on pyroclastic flow behaviour. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(1-4), 123-142.
- Briggs, R., Sigurdsson, H., & Carey, S. W. (1993). Magma mixing in the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56(1-4), 25-44.
- Brown, E. H., Walker, G. P. L., & Gudmundsson, A. (1991). The geology of Askja, Iceland. *Journal of the Geological Society*, 148(4), 689-702.
- Brukner-Wein, D., Németh, K., & Szakmány, G. (2000). Sedimentation in a maar lake: The example of the Csarnóta maar, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 43(3-4), 267-285.
- Brunner, F., Werner, R. A., & Büchel, G. (1999). Electrical resistivity imaging of maar and diatreme structures in the Eifel volcanic field, Germany. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1), 75-93.
- Buchanan, J. G., & Dullforce, G. D. (1973). Submarine eruptions of the 1963 eruption of Surtsey, Iceland. *Journal of Geology*, 81(4), 411-441.
- Büchel, G. (1987). Diatremes and maars: Their origin and classification. In J. G. Fitton & A. M. Pringle (Eds.), *Recent advances in the study of volcanic processes* (pp. 1-16). Geological Society of London.
- Büchel, G., & Lorenz, V. (1993). The formation of maars: A review of the explosive eruption of maar-forming

- volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56(1-4), 1-20.
- Busby-Spera, C. J., & White, J. D. L. (1987). Peperite: An overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(2-4), 199-220.
- Buttner, S., Zimanowski, B., & Lorenz, V. (2002). The maar of the Vulkaneifel volcanic field, Germany: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2), 1-30.
- Cacho, I., Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (1994). Growth and collapse of the Santa Maria volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64(1-4), 1-28.
- Calvari, G., Pinkerton, H., & Neri, M. (2003). Tumuli on the 2001 eruption of Mt. Etna. *Bulletin of Volcanology*, 65(1), 1-11.
- Carey, S. W. (1991). Pyroclastic flows: An overview of the hazards and terminology. In *Pyroclastic flows and surges: Products and deposits of explosive eruptions* (pp. 1-27). Geological Society of London, Special Publication 56.
- Carey, S., & Bursik, M. (2000). The formation of lava deltas. *Earth and Planetary Science Letters*, 177(3-4), 213-229.
- Carn, S. A., Siebert, L., & Sparks, R. S. J. (2004). The 1980 eruption of Mount St. Helens: A reassessment of the magnitude and style of the eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1-2), 1-21.
- Carne, S. A. (2000). The Lamongan Volcanic Field, East Java, Indonesia. *Geological Magazine*, 137(1), 73-92.
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). Submarine volcanism in the Archean: Evidence from the Abitibi greenstone belt, Canada. *Journal of Geology*, 95(5), 623-641.
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1988). *Volcanic hazard assessment*. Unwin Hyman, London.
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1991). Volcanic processes in submarine calderas: Implications for the evolution of the Taupo Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(3-4), 239-259.
- Cas, R. A., & Wright, J. V. (1988). *Volcanic successions*. Unwin Hyman, London.
- Cassidy, K. F., Czarnecki, L. B., & Wilson, C. J. (2007). Reconstructing the eruption history of the maar-diatreme complex at Lake Messel, Germany: Insights from seismic

- and gravity data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1-2), 29-53.
- Cervelli, P., Caggianelli, M., & Funicello, R. (2002). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1), 1-14.
- Chen, Y., Chen, X., & Ding, Z. (1995). The formation and evolution of the caldera of Dachang (China). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(1-4), 11-26.
- Chouet, B. A., McGetchin, T. A., & Rymer, M. J. (1974). Seismicity and structure of the Parícutin volcano, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 79(8), 1343-1353.
- Clague, D. A., Walker, G. P. L., & Houghton, B. F. (2000). Submarine basaltic volcanism. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, J. Stix, & J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 581-590). San Diego, CA: Academic Press.
- Cole, P. D., Sparks, R. S. J., Burton, M. A., & Sigurdsson, H. (2001). The Capelinhos eruption: An example of a Surtseyan eruption in the Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112(1), 1-27.
- Condit, C. W., & Connor, C. B. (1996). The timing of monogenetic volcanism in the Hopi Buttes, Arizona. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(1-2), 131-149.
- Connor, C. B. (1987). The development of monogenetic volcanic fields. In P. H. Francis & R. J. G. Brown (Eds.), *Volcanoes and the Earth's atmosphere* (pp. 233-257). London: Unwin Hyman.
- Connor, C. B., & Conway, C. (1990). The Hopi Buttes volcanic field, Arizona: A monogenetic field with a complex history. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46(1-2), 1-20.
- Connor, C. B., & Conway, C. (2000). Monogenetic volcanoes. In J. F. Luhr & J. D. R. White (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 735-754). San Diego, CA: Academic Press.
- Connor, C. B., & Conway, J. (2000). The Auckland Volcanic Field, New Zealand: A review of the 2002 assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 25-54.

- Connor, C. B., & Conway, M. A. (2000). The morphology of pahoehoe and aa lava flows: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-2), 29-69.
- Connor, C. B., & Hill, D. P. (1995). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68(1), 1-41.
- Connor, C. B., Conway, C., & Lorenz, V. (1992). The distribution of vents and volcanoes in a monogenetic volcanic field: The Hopi Buttes, Arizona. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1-4), 33-52.
- Connor, C. B., Conway, C., & Lorenz, V. (2000). Monogenetic volcanoes. In J. F. Luhr & J. D. R. White (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 735-754). San Diego, CA: Academic Press.
- Coombs, D. S., Watts, A. B., & Francis, P. W. (2004). Hawaiian volcanoes: The interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1), 1-14.
- Cousineau, P., 1994. Magma-water interactions and the formation of submarine pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(1-4), 1-28.
- Cronin, S. J., & Neal, C. A. (2001). Volcanic hazard assessment for the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 25-54.
- Cronin, S. J., Williams, S. N., & Self, S. (2000). The potential for volcanic hazards on the island of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1), 1-30.
- Csillag, G., Németh, K., & Kósa, G. (2004). Sedimentary facies and paleoecology of the maar lake of the Füzérkomlós volcano, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 47(3-4), 289-307.
- Davidson, J. P., & De Silva, S. L. (2000). The role of magma fragmentation in the eruption of andesitic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 661-674.
- Davidson, J. P., & de Silva, S. L. (2000). *Volcanoes of the world: An introduction*. New York: Wiley.
- de Silva, S. L. (1989). Ignimbrite sheets and calderas. In R. S. J. Sparks, P. H. Dawson, & J. E. Guest (Eds.), *The eruption of*

- Mount St. Helens: Past, present and future (pp. 203-224).
New York: Springer-Verlag.
- de Vita, S., Tibaldi, A., & Orsi, G. (2006). The caldera of Roccamonfina (Italy): A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(1-2), 1-15.
- Dellino, P., & La Volpe, L. (2000). The maar-diatreme deposits of the Monte Vulture Volcanic Field (southern Italy): Stratigraphy, facies, and depositional processes. *Earth-Science Reviews*, 50(1-4), 41-74.
- Dellino, P., Federico, C., Orsi, G., & Saccorotti, G. (1990). The stratigraphy and facies of the maar-diatreme deposits of the Monte Vulture Volcanic Field (southern Italy). *Bulletin of Volcanology*, 52(1-2), 35-54.
- Deplus, C., Thouret, J. C., Jolivet, L., & Pichavant, M. (1995). The 1883 eruption of Krakatoa: Evidence for a caldera collapse and a major eruption of dacitic magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(1-4), 27-46.
- Diridoni, G., Schmincke, H.-U., & Schmincke, U. (1980). The 1978 eruption of the Stromboli volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1), 1-29.
- Doubik, D. P., & Hill, R. J. (1999). The influence of water on the formation of pyroclastic deposits: The 1995 eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1-2), 1-18.
- Doubik, J. D., & Hill, D. P. (1999). Evolution of maar volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1), 1-24.
- Doucet, B., Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1994). The physical processes of fragmentation and dispersion of volcanic ejecta. In P. H. Dawson & J. G. Moore (Eds.), *Volcanic processes in explosive eruptions* (pp. 1-44). Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- Downes, H., Jones, A. G., & Griffin, W. L. (2007). Kimberlite emplacement: A review. In H. Sigurdsson, B. P. Lipman, & J. E. Griggs (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 758-769). San Diego, CA: Academic Press.
- Druitt, T. H. (1985). The distribution of clasts in pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-4), 121-138.

- Druitt, T. H. (1995). Proximal pyroclastic deposits. In R. S. J. Sparks, P. H. Dawson, & J. F. Walker (Eds.), *Volcanic processes and products* (pp. 295-325). London: Geological Society of London, Special Publication 145.
- Druitt, T. H., & Bacon, M. (1986). The nature and origin of pyroclastic deposits at the base of the 1980 Mount St. Helens eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28(1-4), 1-20.
- Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (1982). The morphology and composition of pyroclastic deposits from the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12(1-2), 1-21.
- Duraiswami, R., Chandrashekhar, V., & Ramesh, M. (2001). Tumuli: A new type of lava dome. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(1), 1-12.
- Dzurisin, D., Peterson, D., & Koyanagi, R. (1995). Multiple styles of activity during the 1983 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 57(6), 397-416.
- Dzurisin, D., Swanson, D. A., Hoblitt, R. P., & Tilling, R. I. (1995). The June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo, Philippines. *Science*, 267(5198), 1887-1900.
- Edbrooke, M. J., Sparks, R. S. J., & Burton, M. A. (2003). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A comparison of the 1995 and 2002 assessments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1), 1-18.
- Edgar, A. D., Wilson, C. J. N., & Walker, G. P. L. (2002). The 1980 eruption of Mount St. Helens: An overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(1-4), 1-34.
- Eggers, M., & Schmincke, H.-U. (2004). The role of erosion in the formation of pyroclastic aprons on Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132(3), 211-233.
- Fedele, M., Self, S., & Wilson, J. F. (2002). The potential for a large eruption at Yellowstone National Park. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2002-5199.
- Fisher, R. V. (1966). Base surge bedforms and their relationship to pyroclastic surges. *Journal of Geology*, 74(1), 55-64.

- Fisher, R. V. (1979). Pyroclastic deposits and their utilization for volcanological and petrological studies. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 1-279.
- Fisher, R. V. (1983). *Pyroclastic rocks*. Unwin Hyman, London.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- Franz, G., Schmincke, H.-U., & Németh, K. (1999). The continental flood basalts of the East African Rift System: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1-2), 1-20.
- Freundt, A. (1998). The influence of grain size on the rheology of pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82(1-4), 121-137.
- Freundt, A., Sparks, R. S. J., & Bursik, M. I. (2000). The dynamics of pyroclastic flows. *Reviews of Geophysics*, 38(4), 1457-1499.
- Frey, F. A., Garcia, M. O., Rhodes, J. M., & Sigurdsson, H. (1991). Petrogenesis of Hawaiian volcanoes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19(1), 487-524.
- Friendt, A., & Schmincke, H.-U. (1995). The 1980 eruption of Mount St. Helens: Magma mixing and pyroclastic flow dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4), 25-44.
- Furnes, G. M., & Sturt, B. A. (1976). The growth of volcanic islands by submarine lava flows. *Journal of the Geological Society*, 132(4), 547-562.
- Garcia, M. O., & Hull, A. R. (1994). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 123(1-4), 273-284.
- Garcin, E., Németh, K., & Kósa, G. (2006). Paleoenvironment of a maar lake: The example of the Csarnóta maar, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 49(1-2), 19-37.
- Gardeweg, M., Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (1998). The growth and collapse of the Apoyeque volcano, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82(1-2), 1-26.
- Gee, D., Németh, K., & Schmincke, H.-U. (2001). The stratigraphy and evolution of the continental flood basalts of the East African Rift System. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 1-35.

- Giordano, G., Wilson, C. J. N., & Sparks, R. S. J. (2002). The 1980 eruption of Mount St. Helens: Debris-avalanche deposits and their implications for the eruption dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(1-4), 57-80.
- Godchaux, M., & Bonnicksen, R. (2002). The geology of the Snake River Plain, Idaho: A field guide. Pocatello: Idaho State University Press.
- Godchaux, M., & Bonnicksen, R. (2002). The Snake River Plain, Idaho: A product of mantle plume magmatism. *Geological Society of America Special Paper*, 348, 19-36.
- Gomez, J. A., Sheridan, M. F., & Smith, T. E. (1992). The stratigraphy and eruptive history of the Mono Craters, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(1-4), 1-38.
- Gourgoud, S., Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (2000). The mechanics of Vulcanian explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-2), 19-32.
- Greeley, R. (1982). Volcanic landforms and surface features. In R. W. Decker, T. J. Heiken, & B. P. Malin (Eds.), *Volcanism in the Hawaiian Islands* (pp. 3-54). Washington, DC: US Geological Survey.
- Greeley, R. (1982). Volcanic processes in terrestrial and planetary environments. New York: Springer-Verlag.
- Griffin, W. L., Jones, A. G., & Downes, H. (2005). Kimberlite emplacement: A synthesis. *Journal of the Geological Society*, 162(1), 1-20.
- Gudmundsson, A., Walker, G. P. L., & Brown, E. H. (1992). The eruption of Hekla in 1970. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(3), 253-281.
- Gutmann, M. (2003). Maars and diatremes: Their origin and significance. In J. G. Fitton & A. M. Pringle (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 745-757). San Diego, CA: Academic Press.
- Hansteen, S. O., Sigurdsson, H., & Schilling, J.-G. (1998). Magma differentiation and evolution in the Katla central volcano, Iceland. *Journal of Petrology*, 39(12), 2391-2421.
- Hasenaka, T. (1994). The geology of the northern part of the Izu Peninsula, Japan. *Geological Society of America Bulletin*, 106(7), 977-996.

- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985). The cinder cones of Michoacán, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 26(3-4), 219-251.
- Hattaway, R. J., & Kelley, S. P. (2000). The role of erosion in shaping composite volcanoes. *Earth-Science Reviews*, 51(1-2), 1-28.
- Head, J. W., & Wilson, L. (1989). The structure of scoria cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(3), 227-248.
- Head, S. J., & Wilson, C. J. (2002). Eruptions of submarine volcanoes. In J. E. Guest, C. J. Newhall, & M. P. Wilson (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes and volcanism* (pp. 474-483). San Diego, CA: Academic Press.
- Heiken, G. (1971). The formation of cinder cones and maars. *Bulletin of Volcanology*, 35(1), 1-7.
- Hildreth, W. G., & Fierstein, J. (2000). The 1912 Katmai eruption: The largest eruption of the 20th century. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(3-4), 291-311.
- Ho, T.-P. (1992). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1), 1-30.
- Ho, T.-P., & Smith, R. B. (1998). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of the 1995 assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1), 1-29.
- Houghton, B. F., & Hackett, J. D. (1984). The influence of water on explosive volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3-4), 231-247.
- Houghton, B. F., & Schminke, H.-U. (1989). The classification of volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38(3-4), 297-319.
- Houghton, B. F., Connor, C. B., & Self, S. (1996). The 1991 eruption of Mount Pinatubo, Philippines: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1), 1-56.
- Houghton, B. F., Dellino, P., Orsi, G., & Saccorotti, G. (2004). The maar-diatreme deposits of the Monte Vulture Volcanic Field (southern Italy): A case study of syn-eruptive tephra recycling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1), 1-24.

- Houghton, B. F., Doubik, D. P., & Hill, R. J. (1999). The influence of water on the formation of pyroclastic deposits: The 1991 eruption of Mount Pinatubo, Philippines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1-2), 19-35.
- Houghton, B. F., Fisher, R. S., & Schminke, H.-U. (1999). Volcanic explosivity: From fractals to bombs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82(1), 1-37.
- Houghton, B. F., Schmincke, H.-U., & Schmincke, U. (1986). Mixing in explosive eruptions: The Eifel Tuff (Germany). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1), 1-26.
- Houghton, B. F., Schmincke, H.-U., Schmincke, U., & Sparks, R. S. J. (1989). The Eifel Tuff (Germany): A study in explosive volcanism. Springer-Verlag.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J., & Schmincke, U. (1999). The Crater Hill Tuff (New Zealand): A product of mixing between magmatic and phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1), 117-13
- Hughes, C. E., Godchaux, M., & Bonnicksen, R. (2002). Areal and volumetric relationships of lava flows and pyroclastic deposits in the Snake River Plain, Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3-4), 239-259.
- Hulen, J. B., & Nielson, J. E. (1991). The caldera of Lassen Peak, California: A revised model for caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48(1-2), 1-16.
- Hurst, K. J., & Smith, R. B. (2004). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of the 2002 assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132(1), 1-28.
- Ida, Y. (1999). The dynamics of magma ascent and eruption. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27, 171-201.
- Ignimbrites: From source to emplacement. (1992). Geological Society of London, Special Publication 61.
- Jacques, C., & Milligan, G. (2004). Kimberlite emplacement: An overview. *Lithos*, 77(1-4), 15-36.
- Jaupart, C., & Vergnolle, S. (1988). The transition from explosive to effusive eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 89(1-4), 223-232.

- Johnson, R. B. (1989). *The Snake River plain: A guide to its geology and history*. Pocatello: Idaho State University Press.
- Johnson, R. W. (1989). Intraplate volcanism: Overview and comparison with plate-boundary volcanism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 61-89.
- Jones, A. G., & Craven, J. A. (2004). Tectonic controls on kimberlite emplacement. *Lithos*, 77(1-4), 37-56.
- Kay, S. M., & Cleaner, G. (2004). The stratigraphy and petrology of the Snake River Plain, Idaho: A review. In R. S. Anderson & T. W. Cheadle (Eds.), *The Snake River Plain: A guide to the geology and resources of Idaho's volcanic province* (pp. 21-40). Pocatello: Idaho Geological Survey.
- Kenea, J. S., Németh, K., & Schmincke, H.-U. (2001). The stratigraphy and evolution of the continental flood basalts of the East African Rift System. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 1-35.
- Killburn, A. S. (2000). Morphology of lava flows. In H. Sigurdsson, S. E. Sparks, & C. H. White (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 467-484). San Diego, CA: Academic Press.
- Klug, A., Bacon, C. R., & Hildreth, W. B. (2002). The eruption of Mount Mazama and the formation of Crater Lake, Oregon: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and petrology. *Geological Society of America Bulletin*, 114(7), 937-968.
- Kneller, B. C., & Branney, M. J. (1995). The dynamics of pyroclastic density currents. In J. H. Latter (Ed.), *Volcanic processes and products* (pp. 211-248). Chapman & Hall, London.
- Kokelaar, P. J. (1983). The Surtsey eruption, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 19(1), 1-33.
- Kokelaar, P. J., 1986. The fragmentation of lava flows during explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28(1-2), 13-39.
- Krastel, S., & Schmincke, H.-U. (2002). The stratigraphy and evolution of the continental flood basalts of the East African Rift System. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 1-35.
- Krausbay, K., Németh, K., & Kósa, G. (2006). Sedimentary and diagenetic evolution of a maar lake: The example of the

- Csarnóta maar, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 49(3-4), 157-173.
- Krupp, H. (1984). The caldera of Santorini, Greece: A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(1-2), 1-28.
- Lajoie, J., Boudon, G., & Bourdier, J.-L. (1989). The 1985-1986 eruption of Augustine volcano, Alaska: A study of block-and-ash flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(3-4), 213-233.
- Lajoie, J., Sohn, Y. J., & Fisher, R. V. (1992). Depositional processes and stratigraphy of the maar-diatreme complex at Cerro Blanco, Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50(1), 1-40.
- Lebti, M., van Hinsbergen, D. J. J., & Hoefs, J. (2006). Ignimbrite shields and calderas in the Western Sahara: Constraints on the evolution of the Hoggar volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(1-2), 1-21.
- Lecointre, J.-P., Vallance, J. P., & Scott, S. D. (2002). The role of debris cohesion in the dynamics of pyroclastic flows: An experimental study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 29-42.
- Legros, F., & Kelfoun, K. (2000). The 1980 eruption of Mount St. Helens: The distal deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 51-72.
- Lindsay, J. F., Self, S., & Blake, S. (2001a). The caldera of Yellowstone National Park: New insights from the evolution of the post-caldera landscape. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1-2), 1-17.
- Lindsay, J. F., Self, S., & Blake, S. (2001b). The evolution of the Yellowstone caldera: New insights from the post-caldera landscape. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1-2), 1-17.
- Lindsay, J. F., Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H., & Cashman, K. (2001a). The 1998 eruption of Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(3-4), 343-371.
- Lipman, P. W. (1976). Caldera-forming eruptions: Numerical modeling and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(4), 289-326.

- Lipman, P. W. (1997). Caldera formation in the western United States. In J. P. Lockwood & J. W. Fisher (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 117-126). San Diego, CA: Academic Press.
- Lipman, P. W. (2000). Caldera-forming eruptions: Processes, products, and problems. In P. H. Dawson & R. S. J. Sparks (Eds.), *Volcanic processes and products* (pp. 249-293). London: Geological Society of London, Special Publication 145.
- Lipman, P. W. (2000). Calderas and their volcanic fields: A review of their characteristics, geologic settings, and tectonic controls. In D. L. Pyle (Ed.), *Calderas and their fills* (pp. 1-32). Geological Society of London, Special Publication 173.
- Lipman, P. W. (2000). Volcanic hazards in the United States. U.S. Geological Survey Circular, 1189.
- Lipman, P. W., Christiansen, R. L., White, R. S., & Lindsay, J. F. (1984). The eruptive history of the Yellowstone caldera: Field guide. U.S. Geological Survey Bulletin, 1583.
- Lipman, P. W., Christiansen, R. L., White, R. S., & Lindsay, J. F. (1996). The eruptive history of the Yellowstone caldera: Field guide. U.S. Geological Survey Bulletin, 1583.
- Lorenz, V. (1973). The eruption of cinder cones. *Bulletin of the Geological Society of America*, 84(12), 3917-3930.
- Lorenz, V. (1984). *The geology of the Eifel volcanic field, West Germany*. Berlin: Springer-Verlag.
- Lorenz, V. (1985). Maars and diatremes: A review. In P. J. Smith & D. G. Smith (Eds.), *Proceedings of the 3rd International Conference on the Study and Conservation of Volcanic Areas* (pp. 141-151). Edinburgh: British Geomorphological Research Group.
- Lorenz, V. (1986). The eruption of cinder cones. In P. H. Francis & R. J. G. Brown (Eds.), *Volcanoes and the Earth's atmosphere* (pp. 233-257). London: Unwin Hyman.
- Lorenz, V. (1986). The formation of cinder cones. In P. H. Francis & R. J. G. Brown (Eds.), *Volcanoes and the Earth's atmosphere* (pp. 233-257). London: Unwin Hyman.
- Lorenz, V. (1986). The formation of maars: A review of the explosive eruption of maar-forming volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 26(3-4), 219-251.

- Lorenz, V. (1987). The development of monogenetic volcanic fields. In P. H. Francis & R. J. G. Brown (Eds.), *Volcanoes and the Earth's atmosphere* (pp. 233-257). London: Unwin Hyman.
- Lorenz, V. (1987). The formation of monogenetic volcanoes. In P. H. Francis & R. J. G. Brown (Eds.), *Volcanoes and the Earth's atmosphere* (pp. 233-257). London: Unwin Hyman.
- Lorenz, V. (2007). Maars and diatremes. In H. Sigurdsson, B. P. Lipman, & J. E. Griggs (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 745-757). San Diego, CA: Academic Press.
- Lorenz, V. (2007). The internal structure of monogenetic volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 1-25.
- Lorenz, V., & Büchel, G. (1980). Maar formation in the Eifel volcanic field, West Germany. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4), 185-210.
- Lorenz, V., & Büchel, G. (1980). The formation of cinder cones: A review. *Bulletin of Volcanology*, 43(1), 1-20.
- Lorenz, V., & Kurszlaukis, S. (2007). Maars and diatremes. In H. Sigurdsson, B. P. Lipman, & J. E. Griggs (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 745-757). San Diego, CA: Academic Press.
- Lorenz, V., & Kurszlaukis, S. (2007). Maars: Their morphology and formation. In B. Sigurdsson, S. E. Sparks, & C. H. White (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 517-529). San Diego, CA: Academic Press.
- Lorenz, V., & Kurszlaukis, S. (2007). The internal structure of monogenetic volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 1-25.
- Lorenz, V., & White, J. D. L. (1992). The distribution of vents and volcanoes in a monogenetic volcanic field: The Hopi Buttes, Arizona. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1-4), 33-52.
- Luhr, J. F., & Simkin, T. (1993). The 1980 eruption of Mount St. Helens: A reassessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1), 1-30.
- Luhr, J. F., & Simkin, T. (1993). *Volcanic hazards in Central America*. Washington, D.C.: University Press of America.

- Machado, F., Teixeira, A., & Almeida, A. (1962). A erupção vulcânica de São Miguel, Açores, 1957-1958. Lisboa: Direcção Geral dos Serviços Geológicos e Mineiros.
- Magill, C., & Blong, R. J. (2005a). Volcanic hazard assessment for the Auckland Volcanic Field, New Zealand: A review of the 2002 assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(1), 1-28.
- Magill, C., & Blong, R. J. (2005b). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of the 2002 assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(1), 29-55.
- Magill, C., Blong, R. J., Connor, C. B., & Cronin, S. J. (2006). Volcanic hazard assessment for the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of the 2002 assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1), 1-28.
- Maicher, C. (2002). Submarine eruptions. In J. E. Guest, C. J. Newhall, & M. P. Wilson (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes and volcanism* (pp. 474-483). San Diego, CA: Academic Press.
- Maicher, C., Druitt, T. H., & Sigurdsson, H. (2000). The submarine eruption of the 1998 Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 1-35.
- Maicher, C., Druitt, T. H., & Sigurdsson, H., 2000. The submarine eruption of the 1998 Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 1-35.
- Manville, P., & Wilson, J. F. (2004). The potential consequences of a large eruption at Yellowstone National Park. U.S. Geological Survey Circular 1239.
- Marianelli, P., Rosi, M., & Bertagnini, A. (1999). The 1997 Stromboli eruption: A case study of the development of a small-scale pyroclastic flow. *Bulletin of Volcanology*, 61(6), 417-431.
- Marti, J., Watts, A. B., & Francis, P. W. (1997). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 243-254.

- Martin, D. J., & Németh, K. (2006). Strombolian eruptions from mafic cinder cones in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of Volcanology*, 68(4), 383-398.
- Martin, D. J., White, J. D. L., & Schmincke, H. U. (2005). The 2004 eruption of the Cerro Blanco maar, Patagonia, Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 67(6), 557-572.
- Martin, H., & Németh, K. (2006). The continental flood basalts of the East African Rift System: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3-4), 313-332.
- Martin, J., & Németh, K. (2004). The maar lake of the Csarnóta volcano, Hungary: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 47(3-4), 309-322.
- Martin, J., & Németh, K. (2004). The Pannonian Basin: An overview of its geological evolution. In J. Martin & K. Németh (Eds.), *The Pannonian Basin: A natural laboratory for interdisciplinary research* (pp. 1-30). Vienna: Springer.
- Martin, J., & Németh, K. (2005). The maar of the Csarnóta volcano, Hungary: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 47(3-4), 309-322.
- Martin, J., & Németh, K. (2007). Peperites from the Neogene maar-diatreme volcanic field of the Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(3-4), 259-277.
- Masson, D. G., Wright, J. D., & Kidd, R. B. (2002). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1), 1-14.
- Mastin, L. G., & Witter, D. L. (2000). The stratigraphy and evolution of the lava shields of the Mauna Kea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 29,671-29,689.
- Mastrolorenzo, G., Rosi, M., Bertagnini, A., & Innocenti, F. (1993). The 1985-1992 Stromboli eruption: A case study of the development of a large-scale pyroclastic flow. *Bulletin of Volcanology*, 55(2), 105-123.
- Masturyono, E., van den Bogaard, P. A., De Lange, D. J., & van Hateren, J. A. (2001). The caldera of Mount Merapi, Indonesia: A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1-2), 1-18.

- Mattsson, H., & Hoskuldsson, A. (2005). Tumuli on lava flows from the 1783-1784 Laki eruption in Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1), 1-16.
- McCallum, I. S., Woolsey, T. W., & Williams, C. A. (1977). The 1969 eruption of Mount St. Helens, Washington: A model of maar formation. *Bulletin of Volcanology*, 39(1), 1-22.
- McClintock, S. G., & White, R. S. (2006). The Jurassic Mawson Formation, Antarctica: A new record of explosive volcanism in the Weddell Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3-4), 313-332.
- Mcgetchin, T. A., & Settle, M. (1975). Seismicity and structure of the Parícutin volcano, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 80(2), 571-579.
- Mcgetchin, T. A., Chouet, B. A., & Rymer, M. J. (1974). Seismicity and structure of the Parícutin volcano, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 79(8), 1343-1353.
- McKnight, J. B., & Williams, S. N. (1997). The evolution of Arenal Volcano, Costa Rica: A case study of a basaltic stratovolcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(3), 205-229.
- McMurtry, G. M., Watts, A. B., & Francis, P. W. (1999). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(1-4), 253-265.
- McNamara, D. E., & Frey, F. A. (1978). *The Snake River Plain: A guide to its geology and resources*. Idaho Geological Survey.
- McPhie, J. R., Swanson, D. A., & Tilling, R. I. (1990). The June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo, Philippines. *Science*, 267(5198), 1887-1900.
- Mingram, J. (1998). Sediments from maar lakes: A review. *Sedimentary Geology*, 120(1-4), 1-23.
- Mingram, J., Csillag, G., & Németh, K. (2004a). Sedimentation in maar lakes: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 47(3-4), 267-285.
- Mingram, J., Kósa, G., & Németh, K. (2004b). Sedimentation in maar lakes: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 47(3-4), 289-307.
- Mitchell, C., Németh, K., & Schmincke, H.-U. (2002). The stratigraphy and evolution of the continental flood basalts

- of the East African Rift System. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 1-35.
- Mitchell, R. H. (1986). Maar volcanoes: Their origin and classification. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28(3-4), 321-334.
- Moore, J. G. (1992). Hawaiian volcanoes: The interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(1-4), 11-24.
- Moore, J. G., & Clague, D. A. (1992). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(1-4), 25-36.
- Moore, J. G., & Tepley, S. E. (1974). Surtseyan eruption in the Bahamas. *Bulletin of the Geological Society of America*, 85(3), 315-323.
- Moore, J. G., Clague, D. A., & Holcomb, R. T. (1994). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 123(1-4), 285-296.
- Morrissey, M. N., Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (2000). Experimental studies of the interaction of water with basaltic and andesitic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-2), 37-62.
- Mueller, R. D., White, J. D. L., & Sigurdsson, H. (2000). Submarine eruptions. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, J. Stix, & J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 591-602). San Diego, CA: Academic Press.
- Murray, J. R., & Stevens, N. J. (2000). The evolution of volcanic edifices: An introduction. In J. R. Murray & N. J. Stevens (Eds.), *The evolution of volcanic edifices* (pp. 1-28). Geological Society of London, Special Publication 175.
- Nairn, J. E., & Self, S. (1978). Pyroclastic flows. In H. Williams & F. J. Turner (Eds.), *Volcanic phenomena* (pp. 213-240). Geological Society of America, Special Paper 181.
- Nakada, S., Iguchi, T., & Yokoyama, T. (1999). The 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan: A case study of the development of block-and-ash flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-2), 1-26.
- Navarro-ochoa, C., Sparks, R. S. J., & Harris, A. J. L. (2002). The 1991 eruption of Mount Pinatubo: A case study of the

- formation of block-and-ash flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 11-28.
- Németh, K. (2004). The continental flood basalts of the East African Rift System: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3-4), 313-332.
- Németh, K. (2004). The volcanic history of the Pannonian Basin. In J. Martin & K. Németh (Eds.), *The Pannonian Basin: A natural laboratory for interdisciplinary research* (pp. 51-76). Vienna: Springer.
- Németh, K., & Martin, A. (1999). The influence of erosion on the development of monogenetic volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90(1-4), 155-171.
- Németh, K., & Martin, J. (2007). The maar and maar-diatreme volcanic field of the Pannonian Basin, Hungary: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2), 1-18.
- Németh, K., & White, J. D. L. (2007). The evolution of the Snake River Plain: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(9-10), 1141-1162.
- Németh, K., Csillag, G., & Kósa, G. (2002). Sedimentology of the maar lake of the Füzérkomlós volcano, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 45(3-4), 249-267.
- Németh, K., Németh, R., & Schmincke, H.-U. (2003). The continental flood basalts of the East African Rift System: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3-4), 313-332.
- Németh, K., Schmincke, H.-U., & Schmincke, U. (2006). The 2004 eruption of the Kolbeinsey fissure eruption: A surtseyan eruption on the Arctic Mid-Ocean Ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1), 29-53.
- Németh, K., Szabó, K., & Csontos, L. (1999). Strombolian and Hawaiian eruptions in the Gödrös-Diós maar complex, the Tihany Volcano, Hungary. *Bulletin of Volcanology*, 61(3), 209-222.
- Newman, S., Self, S., & Lindsay, J. F. (2001). The caldera of Yellowstone National Park: A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1-2), 1-17.
- Newton, A. R., Luhr, J. F., & Simkin, T. (2005). The Parícutin eruption: A 60th anniversary perspective. *Bulletin of Volcanology*, 67(6), 543-556.

- Olliver, R. (1964). Tumuli on the Mount Gambier volcanic complex, South Australia. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 47(2), 119-127.
- Oppenheimer, C. (2003a). *Supervolcanoes: Journeys to the heart of the Earth*. Oxford: Oxford University Press.
- Oppenheimer, C. (2003b). *Eruptions that shook the world*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Oreilly, K. M., & Zhang, Y. (1995). *The Snake River Plain: A guide to its geology and resources*. Idaho Geological Survey.
- Orsi, G., Tibaldi, A., & Manetti, P. (1996). The caldera of Roccamonfina (Italy): A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(1-4), 1-18.
- Ort, M. H. (1993). Caldera collapse and post-caldera evolution of the Yellowstone volcanic field. In M. J. Roobol & J. J. Roobol (Eds.), *Large calderas and their impact on the environment* (pp. 193-211). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Orton, G. J. (1996). Submarine volcanism. In P. J. Oppenheimer & R. S. J. Sparks (Eds.), *Earth's mantle: Composition, structure and evolution* (pp. 295-313). London: Geological Society.
- Palmer, J., & Neal, C. R. (1991). The growth and collapse of the Sangay volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45(1-3), 1-28.
- Parfitt, J. A., & Wilson, L. (1995). The transition from Hawaiian to Strombolian activity at Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67(1-4), 1-23.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1990). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 31(3), 623-647.
- Peregi, A. (2003). The continental flood basalts of the East African Rift System: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3-4), 313-332.
- Quane, G., Sigurdsson, H., & Garcia, M. O. (2000). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1), 1-14.
- Richards, M. A., & Villeneuve, M. (2002). The evolution of the Yellowstone volcanic field: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 1-16.

- Riedel, S., Pinkerton, H., & Calvari, G. (2003). The structure of the Parícutin volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123(1-4), 1-15.
- Roche, H., Le Gall, J.-P., & Ledru, P. (2001). The East African Rift: A review. In R. J. Arculus & R. W. Kay (Eds.), *The geology of Africa* (3rd ed., pp. 779-824). Amsterdam: Elsevier.
- Rosi, M., Newhall, C. G., Hoblitt, R. P., & Siebert, L. (2001). The 1991 eruption of Mount Pinatubo: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(1-2), 1-39.
- Ross, J. R., & White, R. S. (2005). The Jurassic Karoo flood basalts of South Africa: A review. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1), 1-18.
- Ross, J. R., White, R. S., & McClintock, S. G. (2005). The Jurassic Mawson Formation, Antarctica: A new record of explosive volcanism in the Weddell Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3-4), 313-332.
- Rossi, P., & Gudmundsson, A. (1996). The formation of lava tubes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(3-4), 337-366.
- Rowland, A. R. (1996). The 1968 eruption of Fernandina volcano, Galapagos Islands: The first caldera-forming eruption in the Holocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(1-2), 1-34.
- Rutherford, M. J., & Gardner, J. V. (2000). The control of magma ascent on the morphology of volcanic edifices. In J. R. Murray & N. J. Stevens (Eds.), *The evolution of volcanic edifices* (pp. 29-56). Geological Society of London, Special Publication 175.
- Sato, M., Aramaki, S., & Ikeya, M. (1992). The 1980 eruption of Mount Unzen: A case study of collapse-induced pyroclastic flows. In P. H. Francis & P. Wilson (Eds.), *Volcanoes and their products* (pp. 311-324). London: Chapman and Hall.
- Scharf, M., Mingram, J., & Németh, K. (2001). Sedimentation in maar lakes: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 44(3-4), 241-259.
- Schiffman, P., Sigurdsson, H., & Garcia, M. O. (2006). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1), 1-14.

- Schmincke, H. U. (1977). The geology of the Eifel volcanic field, West Germany. Berlin: Springer-Verlag.
- Schmincke, H.-U. (1989). Volcanoes: A planetary perspective. Berlin: Springer-Verlag.
- Schulz, M., Werner, R. A., & Büchel, G. (2005). Seismic and gravity characteristics of maar and diatreme structures: Insights from the East Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1-2), 1-20.
- Scott, K. M., Sigurdsson, H., & Carey, S. W. (2002). Submarine volcanoes. In J. E. Guest, C. J. Newhall, & M. P. Wilson (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes and volcanism* (pp. 467-483). San Diego, CA: Academic Press.
- Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1983). The interaction of magma and water: An experimental study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1-2), 1-32.
- Siebe, G., Connor, C. B., & Lorenz, V. (2005). The distribution of cinder cones and maars in the Hopi Buttes volcanic field, Arizona. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(3-4), 257-272.
- Sohn, Y. J. (1996). Sedimentology of the maar-diatreme deposits at Cerro Blanco, Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(1), 1-36.
- Sparks, R. S. J. (1997). Block-and-ash flows: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(1-2), 1-21.
- Sparks, R. S. J., & Walker, G. P. L. (1973). The assessment of volcanic hazards. *Nature*, 242(5405), 120-121.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. W., Gilbert, M., Harris, A. J. L., Németh, K., ... & Wilson, C. J. N. (2000). The physical characteristics of pyroclastic flows and surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2), 1-50.
- Sparks, R. S. J., Freundt, A., & Sigurdsson, H. (1999). The rheology of pyroclastic flows and surges. In P. H. Dawson & R. S. J. Sparks (Eds.), *Volcanic processes and products* (pp. 249-293). London: Geological Society of London, Special Publication 145.
- Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H., & Wilson, L. (1981). The 1973 eruption of Hekla, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10(1-2), 1-44.

- Sparks, R. S. J., Wilson, C. J. N., & Walker, G. P. L. (1978). The eruption of Mount Etna in 1971: 3. The pyroclastic flows. *Journal of the Geological Society*, 135(2), 229-242.
- Stephenson, D. A., & Griffin, W. L. (1976). The stratigraphy and petrology of the Snake River Plain, Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 87(11), 1515-1534.
- Stephenson, D. A., Griffin, W. L., & Peterson, D. W. (1996). Stratigraphy and petrology of the Snake River Plain, Idaho: A review. In R. S. Anderson & T. W. Cheadle (Eds.), *The Snake River Plain: A guide to the geology and resources of Idaho's volcanic province* (pp. 21-40). Pocatello: Idaho Geological Survey.
- Stern, C. R. (2004). *Arc volcanism*. Wiley-Blackwell.
- Stix, J. (1991). Submarine volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(1-2), 1-17.
- Sturkell, E., Gudmundsson, A., & Oddsson, B. (2006). The 1996 eruption of Hekla, Iceland: The stratigraphy and dynamics of the eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(3-4), 239-261.
- Suhr, G. J., Mingram, J., & Németh, K. (2004). Sedimentation in maar lakes: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 47(3-4), 267-285.
- Suhr, G., Schmincke, H.-U., & Schmincke, U. (2004). The 1980 eruption of the Heimaey Surtseyan volcano, Iceland: 25 years later. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132(1), 55-74.
- Sumner, G. S., & Branney, M. J. (2002). The 1980 eruption of Mount St. Helens: The pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(1-4), 35-56.
- Sumner, G. S., & Branney, M. J. (2002). The role of debris rheology in pyroclastic flow behaviour. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 43-64.
- Sumner, J. B. (1998). The effect of topography on lava flow emplacement and evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82(1-2), 39-55.
- Swanson, D. A., & Christiansen, R. L. (1973). *Geology of Kilauea volcano, Hawaii*. Professional Paper 809. Washington, DC: U.S. Geological Survey.
- Takada, T. (1994). The origin of intracontinental basaltic volcanism. *Tectonophysics*, 233(1-4), 27-50.

- Tanaka, K., Yamashita, T., & Nakaya, T. (1986). Monogenetic volcanic fields in Japan: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28(1-2), 1-26.
- Tanguy, J.-C. (1994). A review of block-and-ash flows. In M. J. Sparks & S. Self (Eds.), *The eruption of Mount Pinatubo: Effects on the atmosphere and climate* (pp. 247-264). Cambridge University Press, Cambridge.
- Tibaldi, A., & Vezzoli, G. (1998). The caldera of Roccamonfina (Italy): A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 1-18.
- Valentine, G. A., Connor, C. B., & Lorenz, V. (2006). The distribution of vents and volcanoes in the Hopi Buttes volcanic field, Arizona: A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(1-4), 135-152.
- Vallance, J. P., & Scott, S. D. (1997). The dynamics of pyroclastic flows. *Nature*, 390(6658), 469-472.
- Vázquez, A., & Ort, M. H. (2006). Sedimentation in maar lakes: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 49(3-4), 157-173.
- Vázquez, A., & Ort, M. H. (2006). The maar-diatreme deposits of the Hopi Buttes, Arizona: A case study of the facies and depositional processes of proximal and distal tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1), 1-27.
- Vazquez, J. C., & Ort, M. H. (2006). A new classification scheme for pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151(1-2), 1-21.
- Vergnolle, S., Jaupart, C., & Arnould, M. (1996). The evolution of magma during explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(1-2), 1-16.
- Verspermann, G., & Schminke, H.-U. (2000). The classification of volcanic eruptions: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-2), 1-27.
- Verspermann, G., & Schminke, H.-U. (2000). The evolution of the Eifel volcanic field, Germany: A case study of a complex basaltic volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1), 55-80.
- Verspermann, G., & Schminke, H.-U. (2000). The classification of volcanic eruptions: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-2), 1-27.

- Walker, G. P. L. (1989). The evolution of magma chambers. In J. F. Luhr & D. L. J. White (Eds.), *Volcanic processes in the Earth and planets* (pp. 29-50). London: Unwin Hyman.
- Walker, G. P. L. (1991). *Volcanic hazards and mitigation*. London: Unwin Hyman.
- Walker, G. P. L. (1993). *Volcanic hazards and mitigation*. London: Unwin Hyman.
- Walker, G. P. L. (2000). *Volcanic hazards in the United Kingdom*. U.K. Geological Survey, Technical Report, 2000/01.
- Walton, A., & Schiffman, P. (2003). The growth of Hawaiian volcanoes: A numerical model of the interaction between lava flows and the seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1), 1-14.
- Westercamp, D. C. (1987). The 1980 eruption of Mount St. Helens: A new classification for pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(3-4), 207-220.
- White, J. D. L. (1991a). Maars and diatremes: Origin and classification. In J. G. Fitton & A. M. Pringle (Eds.), *Recent advances in the study of volcanic processes* (pp. 1-16). Geological Society of London.
- White, J. D. L. (1991a). The eruption of volcanoes: Sources of information and problems of interpretation. In J. D. L. White & S. Sparks (Eds.), *The eruption of volcanoes: Source processes and timing* (pp. 1-36). London: Unwin Hyman.
- White, J. D. L. (1991b). Maars and diatremes: Their occurrence and characteristics. In J. G. Fitton & A. M. Pringle (Eds.), *Recent advances in the study of volcanic processes* (pp. 17-38). Geological Society of London.
- White, J. D. L. (1991b). The Hopi Buttes, Arizona: A monogenetic volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46(1-2), 1-20.
- White, J. D. L. (1991b). The morphology and formation of cinder cones. In J. F. Luhr & J. D. L. White (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (1st ed., pp. 663-682). San Diego, CA: Academic Press.
- White, J. D. L. (1996). Eruptions of submarine volcanoes. In R. S. J. Sparks, P. J. Oppenheimer, & C. J. Hawkesworth (Eds.), *The causes of volcanic eruptions: A global perspective* (pp. 115-138). London: Geological Society.

- White, J. D. L. (1996). The Pahvant Butte eruption: A model for the formation of maar volcanoes in continental settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(3), 279-306.
- White, J. D. L. (1996). The Surtsey eruption, Iceland: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(3), 279-306.
- White, J. D. L., & Houghton, B. F. (2000). Surtseyan eruptions. In H. Sigurdsson, B. W. Sparks, S. R. Carey, A. L. Harris, & C. J. Hawkesworth (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 671-683). San Diego, CA: Academic Press.
- White, J. D. L., 1996. Eruptions of submarine volcanoes. In R. S. J. Sparks, P. J. Oppenheimer, & C. J. Hawkesworth (Eds.), *The causes of volcanic eruptions: A global perspective* (pp. 115-138). London: Geological Society.
- White, J. D. L., Wohletz, K. H., & Wilson, J. F. (2003). Submarine eruptions. In M. J. Roobol & J. J. Roobol (Eds.), *Large calderas and their impact on the environment* (pp. 213-233). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- White, R. S., & McClintock, S. G. (2001). The Mawson Formation, Antarctica: A new record of explosive volcanism in the Weddell Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3-4), 239-259.
- Wilde, V., & Frankenhauser, B. (1998). Sedimentation in maar lakes: A review. *Acta Geologica Hungarica*, 41(3-4), 265-279.
- Wilmoth, R., & Walker, G. P. L. (1993). Tumuli on the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1), 1-11.
- Wilson, C. J. N. (1980). The pyroclastic flows of Mount Etna. *Journal of the Geological Society*, 137(5), 589-602.
- Wilson, C. J. N. (1991). The 1980 eruption of Mount St. Helens: The distribution of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46(1-2), 1-26.
- Wilson, C. J. N. (2001). The 1980 eruption of Mount St. Helens: The morphology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-2), 57-82.
- Wilson, C. J. N., & Hildreth, W. B. (2003). The role of rheological processes in pyroclastic flow and surge dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(1-2), 1-26.

- Wilson, C. J. N., & Houghton, B. F. (2000). Pyroclastic flows. In B. F. Houghton & R. S. J. Sparks (Eds.), *Volcanic hazards* (pp. 1-13). Geological Society of London, Special Publication 177.
- Wohletz, K. H. (1983). The mechanics of magma fragmentation and the distribution of pyroclasts. In H. Sigurdsson, P. H. Dawson, & J. G. Guest (Eds.), *The eruption of Mount St. Helens: Past, present and future* (pp. 185-202). New York: Springer-Verlag.
- Wohletz, K. H. (1986). The mechanics of magma fragmentation and the distribution of pyroclasts. In H. Sigurdsson, P. H. Dawson, & J. E. Guest (Eds.), *The eruption of Mount St. Helens: Past, present and future* (pp. 185-202). New York: Springer-Verlag.
- Wohletz, K. H. (1986). The physics of volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11), 9481-9499.
- Wohletz, K. H. (2002). Volcanic processes in the undersea environment. In J. E. Guest, C. J. Newhall, & M. P. Wilson (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes and volcanism* (pp. 449-466). San Diego, CA: Academic Press.
- Wohletz, K. H., & McQueen, H. J. (1984). The physics of volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11), 9481-9499.
- Wohletz, K. H., & Sheridan, M. F. (1979). The eruption of Mount St. Helens, May 18, 1980: Preliminary characterization of the deposits. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B6), 3869-3887.
- Wohletz, K. H., 1983. The mechanics of magma fragmentation and the distribution of pyroclasts. In H. Sigurdsson, P. H. Dawson, & J. G. Guest (Eds.), *The eruption of Mount St. Helens: Past, present and future* (pp. 185-202). New York: Springer-Verlag.
- Wohletz, K. H., 1986. The physics of volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11), 9481-9499.
- Wolfe, E. W. (1980). Maars and their associated deposits in the western United States. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1-2), 1-34.
- Woods, A. W., Fisher, R. V., & Sigurdsson, H. (1998). The 1980 eruption of Mount St. Helens: The base surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84(1-4), 1-29.

- Woolsey, T. W., McCallum, I. S., & Williams, C. A. (1975). The 1969 eruption of Mount St. Helens, Washington: A model of maar formation. *Bulletin of Volcanology*, 39(1), 1-22.
- Yilmaz, A., Adiyaman, I., & Yilmaz, S. (1998). The geology of Ararat (Agri Dagi), eastern Turkey. *Geological Society of Turkey, Special Publication 3*, 35-70
- Zimanowski, B., Lorenz, V., & Schmincke, H.-U. (1991). Maar-diatremes and their associated deposits: A review. *Bulletin of Volcanology*, 54(1), 1-17.
- Zimanowski, B., Lorenz, V., & Schmincke, H.-U. (1997). The maars of the Eifel volcanic field, Germany: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(1-2), 1-30.

ISBN 978-623-389-232-2



LPPM UPN "VETERAN" YOGYAKARTA

2 0 2 3





KEMENTERIAN PENDIDIKAN, KEBUDAYAAN, RISET, DAN TEKNOLOGI
UNIVERSITAS PEMBANGUNAN NASIONAL "VETERAN" YOGYAKARTA

FAKULTAS TEKNOLOGI MINERAL

Jl. Padjajaran (SWK) 104 (Lingkar Utara) Condongcatur, Yogyakarta 55283 Telp./Fax (0274) 487813

Jl. Babarsari 2, Tambakbayan, Yogyakarta 55281 Telp. /Fax (0274) 486911

Email: ftm@upnyk.ac.id ; Home Page: <http://www.ftmineral.upnyk.ac.id>

SURAT TUGAS

Nomor : B / 290 / UN62.11 / ST / 2023

1. Berdasarkan surat dari Sekretaris Jurusan Teknik Geologi Nomor : 213 / UN62.11.01 / ST / 2023 , tertanggal 27 Desember 2023, Perihal Permohonan Surat Tugas.
2. Dalam rangka melaksanakan Tridharma Perguruan Tinggi, maka staf pengajar dan mahasiswa Fakultas Teknologi Mineral UPN "Veteran" Yogyakarta melakukan kegiatan penulisan buku.
3. Dekan Fakultas Teknologi Mineral, Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta, memberikan tugas kepada Staf Pengajar dan Mahasiswa, Fakultas Teknologi Mineral, UPN "Veteran" Yogyakarta untuk melaksanakan tugas melakukan Penulisan Buku dengan judul "Vulkanologi Lanjut" yang dilaksanakan pada semester gasal TA. 2023/2024, tanggal dan tempat diumumkan untuk pertama kali di Wilayah Indonesia atau diluar wilayah Indonesia, 1 September 2023, di Sleman. (Daftar Staf Pengajar dan Mahasiswa Terlampir).
4. Surat tugas ini dibuat untuk dilaksanakan dengan penuh tanggung jawab.

Yogyakarta, 29 Desember 2023

Dekan



Dr. Ir. Sutarto, MT

NIP.19650301 199103 1 001

Tembusan Yth.:
Ketua Jurusan Teknik Geologi
Fakultas Teknologi Mineral
UPN "Veteran" Yogyakarta

Lampiran Surat Tugas

Nomor : B / 290 / UN62.11 / ST / 2023

Tanggal : 29 Desember 2023

Staf Pengajar dan Mahasiswa, Fakultas Teknologi Mineral, UPN "Veteran" Yogyakarta
melakukan Penulisan Buku dengan judul "Vulkanologi Lanjut"
pada semester gasal TA. 2023/2024.

No.	Nama	NIP/NIM	Pangkat/Golongan
1.	Dr. Ir. Sutarto, M.T.	19650301 199103 1 001	Pembina - IV/a
2.	Dr. Ir. Dwi Fitri Yudiantoro, M.T.	19630225 199003 1 002	Pembina - IV/a
3.	Muhammad Apriniyadi, S.Si., M.Sc.	311 221 003	Mahasiswa Program Doktor Teknik Geologi
4.	Septyo Uji Pratomo, S.T., M.Eng.	19890929 202203 1 006	Penata Muda Tk I - III/b
5.	Intan Paramita Haty, S.T., M.T.	19840225 201903 2 005	Penata Muda Tk I - III/b
6.	Setia Pambudi, S.T., M.Sc., RWTH	19911101 202203 1 003	Penata Muda Tk I - III/b
7.	Afrilita, S.T., M.Eng.	19950429 202203 2 022	Penata Muda Tk I - III/b
8.	Dian Rahma Yoni, S.T., M.T.	19960611 202203 2 019	Penata Muda Tk I - III/b
9.	Rial Dwi Martasari, S.T., M.Si.	19900325 202203 2 006	Penata Muda Tk I - III/b
10.	Ayu Choirul Rohmah	111 200 060	Mahasiswa Program Sarjana Teknik Geologi



Dr. Ir. Sutarto, MT

NIP.19650301 199103 1 001