



UNIVERSITAT DE BARCELONA

Departament de Geografia Física
i
Anàlisi Geogràfica Regional

***INCIDÈNCIA DE LES
GRANS ERUPCIONS VOLCÀNIQUES
EN EL CLIMA DE LA PENÍNSULA IBÈRICA
I BALEARS***

Memòria presentada per

Marc Jaume PROHOM DURAN

Per a optar al títol de doctor en Geografia

Desembre de 2003

CAPÍTOL 2 – REGISTRES DE VULCANISME

En aquest capítol es fa un repàs exhaustiu de les diferents cronologies d'erupcions volcàniques que s'han proposat al llarg dels anys i que, com comprovarem, han utilitzat un ampli ventall de fonts d'informació. Es discutiran les potencialitats i limitacions dels diferents índexs i cronologies elaborats, el seu grau de precisió i l'ús que se n'ha fet en estudis de canvi climàtic d'origen natural.

En funció d'aquest volum d'informació, finalment s'exposarà la cronologia de grans erupcions volcàniques dels darrers 250 anys i amb presumible incidència sobre el sistema climàtic.

2.1. L'ÍNDEX DVI

La formulació del *Dust Veil Index* (DVI) a càrrec de *Lamb* [1970], significà la primera aportació per a la quantificació de “l'efectivitat climàtica” de les erupcions volcàniques. El DVI es basa en un principi bàsic: el volum de material emès en una erupció és el factor que determina la major o menor facilitat dels raigs solars per a travessar l'atmosfera. Per tant, l'efectivitat climàtica d'una única erupció es pot fixar en funció del volum de material emès, mesurat o estimat. Fent ús d'aquest criteri i utilitzant l'erupció del Krakatau (1883) com a referència (DVI=1000), *Lamb* va construir una acurada cronologia d'erupcions explosives i les seves respectives magnituds, des de l'any 1500 [*Lamb*, 1970, 1977, 1983]. El volum de material injectat a l'atmosfera per una erupció determinada es va correlacionar amb els registres de temperatura existents, establint-se una relació entre un $DVI > 100$ i temperatures anòmalament baixes.

Lamb posà especial èmfasi en el paper que jugava el material més fi que assolía l'estratosfera, indicant que la circulació en aquests nivells afavoria la seva dispersió al voltant de tot el globus quan es tractava d'erupcions de baixa latitud, mentre que ho impedia per a erupcions de latituds elevades. Per tant, la latitud de l'erupció era un aspecte a tenir en compte a l'hora d'avaluar el conseqüent impacte climàtic. D'altres paràmetres a retenir eren: el temps de residència dels materials a l'atmosfera, la mida del núvol volcànic, la màxima desviació de les temperatures respecte a la mitjana i la màxima reducció de la radiació solar incident. Tota aquesta informació fou recopilada

per Lamb a partir de diferents catàlegs ja existents (*Bulletin Volcanologique*, el *Bulletin of Volcanic Eruptions* i el *Events Cards* del *Smithsonian Institute's Center for the Short-Lived Phenomena*), i també a partir de material propi que incloïa les dates, durada i localització de les erupcions, estimacions de producció de material i evidències documentals de fenòmens òptics derivats de l'erupció (postes de sol especialment rogenques, cels blanquinosos,...) [Kelly et al., 1998]. En funció d'aquests paràmetres, el DVI pot ser formulat de tres formes, depenent de les dades originals que s'utilitzin: (1) dades de radiació, (2) de temperatura o (3) de volum de material injectat. Igualment, cada algoritme inclou paràmetres sobre la durada del tel volcànic, la latitud de la injecció i, a partir d'aquí, l'extensió geogràfica del tel, i el potencial de l'erupció per a influenciar el clima.

- (1) $DVI = 0.97 R_{m\grave{a}x} E_{m\grave{a}x} t_{mo}$
- (2) $DVI = 52.5 T_{Dm\grave{a}x} E_{m\grave{a}x} t_{mo}$
- (3) $DVI = 4.4 q E_{m\grave{a}x} t_{mo}$

On,

$R_{m\grave{a}x}$ és la disminució màxima de la radiació directa després d'una erupció, mesurada en mitjanes mensuals i a les latituds mitjanes de l'hemisferi de l'erupció (expressat en percentatge),

$E_{m\grave{a}x}$, és un factor que indica l'impacte climàtic potencial en diferents zones latitudinals. Així, $E_{m\grave{a}x}$ és 1 per a erupcions localitzades entre 20°S i 20°N; serà 0.7 per a erupcions entre 20° i 35°, 0.5 per a fenòmens eruptius entre les latituds 35° i 40°-42°, i 0.3 per a erupcions d'elevades latituds,

t_{mo} , és el temps de residència del tel volcànic, fixat a partir d'observacions documentades i/o durada de qualsevol pertorbació en la radiació o en la temperatura,

$T_{Dm\grave{a}x}$, és el descens tèrmic estimat durant l'any posterior a una erupció, enregistrat a les latituds mitjanes de l'hemisferi més afectat, en °C, i

q , és una estimació del volum de material emès, expressat en quilòmetres cúbics de matèria sòlida.

Tot i l'inqüestionable aportació positiva del DVI, cal indicar la presència de determinats punts problemàtics en la seva formulació. Potser el més evident és el fet que

els valors de $R_{m\grave{a}x}$, $T_{Dm\grave{a}x}$ i t_{mo} són calculats utilitzant observacions de les latituds mitjanes, sense que forçosament sigui en aquesta franja on es localitzi el màxim efecte climàtic. A més a més, calcular el DVI d'una erupció basant-se en valors d'anomalies negatives de temperatura, pot portar a un argumentació circular, és a dir, qualsevol descens tèrmic s'associa a la magnitud d'una erupció i no a d'altres factors externs i/o interns. D'altres problemes sorgeixen de l'ús de cronologies d'erupcions inadequades i en atorgar valors de $R_{m\grave{a}x}$ i $E_{m\grave{a}x}$ obtinguts de registres *proxy*. Així, de 250 estimacions de DVI només un 10% estan basades en observacions instrumentals (mesures de radiació solar i temperatura).

Amb tot, han estat abundants els treballs que han utilitzat l'índex DVI com a eina per a avaluar l'impacte climàtic de les erupcions volcàniques. *Bray* [1974] utilitzà el DVI per a correlacionar activitat volcànica i la resposta de les glaceres als hemisferis nord (HN) i sud (HS) en el darrers 40.000 anys, topant frontalment amb el problema de la imprecisa cronologia. Un objectiu similar perseguiren *Bradley & England* [1978] tot avaluant la resposta de les glaceres de l'Àrtic nord-americà després de l'erupció del volcà indonesi Agung (1963). Igualment, *Kelly* [1977] utilitzà l'índex per a establir la relació entre l'activitat volcànica i la resposta climàtica a l'Atlàntic Nord, *Kelly & Sear* [1984] l'utilitzaren com a eina per a determinar la resposta tèrmica de les àrees continentals de l'HN, i tres anys després varen seguir el mateix procediment incloent dades de l'HS i de les masses oceàniques [*Sear et al.*, 1987]

A grans trets doncs, el DVI es mostra com a una eina no del tot acurada per als propòsits d'avaluació del canvi climàtic per causes volcàniques i, per tant, necessita d'altres índexs o de registres indirectes que confirmin o refusin les estimacions calculades.

2.2. L'ÍNDIX VEI

Una mesura alternativa per a determinar la severitat de les erupcions volcàniques fou proposada per *Newhall & Self* [1982], els quals suggeriren que era el volum de material injectat a l'estratosfera el qui determinava l'efectivitat climàtica d'una erupció i formularen el *Volcanic Explosivity Index* (VEI) o Índex d'Explosivitat Volcànica. El VEI depèn de cinc paràmetres:

- Magnitud: determinada a partir del volum de material expulsat.
- Intensitat: determinada per la quantitat de material emès per unitat de temps, calculada a partir de l'altura de la columna i la velocitat d'ascens.
- Poder de dispersió: determinat per l'altura de la columna.
- Violència de l'erupció: similar a la intensitat però dirigit a erupcions instantànies més que no pas a fenòmens sostinguts.
- Potencial destructiu: determinat per l'abast de la devastació, actual o estimada, provocada per l'erupció.

Basant-se en aquests factors, s'assigna a cada erupció volcànica coneguda un valor de VEI entre 0 i 8 (veure taula 2.1.).

Com es pot comprovar, els criteris per a la computació del VEI són independents d'observacions de descensos tèrmics, efectes atmosfèrics, distorsions de radiació incident o observacions climàtiques a les latituds mitjanes (com sí era el cas del DVI). És a dir, el VEI és un índex purament geològic i independent de qualsevol conseqüència climàtica. Ara bé, s'assumeix, més que no pas es demostra, que una erupció de VEI igual o superior a 4 pot provocar un impacte climàtic, ja que aquest nivell comporta un volum de material emès suficientment important i una penetració d'aquest a l'estratosfera. *Bradley* [1988] va posar a prova l'aplicació d'aquest índex en estudis climàtics. Així, va escollir 44 erupcions conegudes amb un VEI de 4 o superior entre els anys 1883 i 1981 i, utilitzant un anàlisi d'èpoques superposades, va detectar anomalies negatives de temperatura estadísticament significatives (per bé que de magnituds modestes, de 0.05 a 0.1°C).

El VEI doncs va aportar una eina per a avaluar i classificar les erupcions volcàniques en funció de la seva severitat, però partint d'unes erupcions ja conegudes. En aquest sentit, la contribució de *Newhall & Self* [1982] no comporta la descoberta d'altres

erupcions fins aleshores no catalogades, com sí que ho aconseguen per exemple els registres glaciològics (veure secció 2.8.). El VEI també ha estat utilitzat per a avaluar la recurrència o periodicitat de determinades erupcions de gran magnitud. Aquest anàlisi topa però frontalment amb la discontinuïtat temporal dels registres, doncs el nombre d'erupcions conegudes disminueix clarament a mida que ens allunyem dels segles XIX i XX. Per tant és difícil d'avaluar si hi ha un increment real en la freqüència d'erupcions volcàniques, o si la millora dels registres en l'època recent ha fet incrementar el nombre d'erupcions catalogades. Molt probablement, la segona de les opcions és la més plausible, tot i que *Cruz-Reyna* [1991] demostrà que l'escala i freqüència de les erupcions s'ajustava a una distribució de Poisson i, així, una erupció de VEI 7 tindria un període de retorn de 500 anys.

L'índex identifica 110 erupcions en els darrers 500 anys amb un VEI de 4 o superior. D'aquestes, la majoria estan localitzades a latituds elevades ($>50^{\circ}\text{N}$) o a l'equador (10°S - 10°N), però hi ha poques referències d'erupcions a l'HS. *Bradley & Jones* [1992] indiquen que el VEI tendeix a ometre o menysprear la mida de diferents erupcions climàticament significatives localitzades en àrees remotes, com les Aleutianes, Kamxatka, els Andes, Nova Zelanda i l'Antàrtida. Igualment, erupcions catalogades amb un valor de VEI destacat, poden no comportar conseqüències climàtiques. Aquest és el cas del Mt. St. Helens (1980) que tot i assolir un VEI=5, no va comportar un impacte climàtic global donada l'escassa emissió de gasos rics en compostos de sofre [*Robock*, 1981].

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripció de l'erupció	no explosiva	petita	moderada	moderada-gran	gran	molt gran	molt gran	molt gran	molt gran
Volum de material expulsat (m³)	< 10 ⁴	10 ⁴ – 10 ⁶	10 ⁶ – 10 ⁷	10 ⁷ – 10 ⁸	10 ⁸ – 10 ⁹	10 ⁹ – 10 ¹⁰	10 ¹⁰ – 10 ¹¹	10 ¹¹ – 10 ¹²	> 10 ¹²
Alçada de la columna (km)*	< 0.1	0.1 – 1	1 – 5	3 – 15	10 – 25	> 25	> 25	> 25	> 25
Classificació	Hawaiana	Hawaiana / Stromboliana	Stromboliana / Vulcaniana	Vulcaniana	Vulcaniana Pliniana	Pliniana Ultraplina	Ultraplina	Ultraplina	Ultraplina
Durada d'emissió continuada (hores)	< 1	< 1	< 1 1 – 6	1 – 6	1 – 6 6 – 12 > 12	6 – 12 > 12	> 12	> 12	> 12
Màxima activitat explosiva	Fluid de lava	Explosió Nuée ardente Freàtic	Explosió Nuée ardente Freàtic	Explosió Nuée ardente	Explosió Nuée ardente	Explosió Nuée ardente	Explosió Nuée ardente	Explosió Nuée ardente	Explosió Nuée ardente
Injecció troposfèrica	Menyspreable	Menor	Moderada	Substancial	Substancial	Substancial	Substancial	Substancial	Substancial
Injecció estratosfèrica	Inexistent	Inexistent	Inexistent	Possible	Evident	Significativa	Significativa	Significativa	Significativa

Taula 2.1. Criteris per a l'estimació de l'Índex d'Explosivitat Volcànica (VEI)

* Per a VEIs de 0-2, s'expressa com a km per damunt del cràter; per a VEIs de 3-8 com a km per damunt del nivell del mar.

Els criteris estan ordenats en funció del seu grau de fiabilitat.

2.3. ELS REGISTRES INSTRUMENTALS

Els registres instrumentals i, més concretament, aquelles sèries temporals que mesuren la radiació solar directa, són l'índex òptim per a avaluar la naturalesa i posterior implicació climàtica dels aerosols volcànics injectats a l'atmosfera. Per exemple, *Wexler* [1951a] ja va indicar la reducció en la radiació solar incident mesurada a diferents punts del món després de les erupcions del Krakatau (1883), Santa María (1902) i Katmai (1912), i el mateix efecte fou detectat per *Enger & Fritz* [1956] després de l'erupció del Mt. Spurr (Alaska), l'any 1953. Desafortunadament però, la cobertura espacial i temporal d'aquest tipus d'informació és escassa. Les primeres observacions actinomètriques (de radiació solar) no varen iniciar-se fins a la dècada de 1880, amb una distribució geogràfica molt limitada i amb nombrosos errors de calibració. L'arribada dels satèl·lits, juntament amb les ja disponibles observacions en superfície, globus sonda i la informació meteorològica procedent dels avions, van permetre quantificar clarament la distribució i propietats òptiques dels aerosols. Com s'ha indicat anteriorment, de tots els aerosols són els gasos rics en compostos de sofre els més importants per a provocar un impacte climàtic posterior. El *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) és un instrument present en els satèl·lits des de 1979 i que mesura la radiació ultraviolada dispersada de nou a l'espai a diferents longituds d'ona, a partir de la qual es pot obtenir la quantitat total de O₃ i SO₂ presents a la columna atmosfèrica. Així doncs, la informació que proporciona és una eina perfecta per a mesurar directament la injecció estratosfèrica dels gasos volcànics. Així, *Bluth et al.*, [1992] van estimar a partir del TOMS que l'erupció de El Chichón (1982) va emetre a l'atmosfera 7 Mt d'SO₂, i la del Pinatubo (1991), 20 Mt. Amb el mateix instrumental, també és possible monitoritzar la dispersió del núvol d'aerosols establint-se un temps de 2-3 setmanes per a què un núvol d'origen equatorial encercli completament el globus [*Robock & Matson*, 1983; *McCormick et al.*, 1995].

Una altra forma de mesurar els efectes del vulcanisme sobre les característiques físiques i químiques de l'atmosfera és a través de la quantitat de radiació solar total que es transmet a la superfície. El registre més perllongat d'aquest tipus de mesura es troba a l'Observatori de Mauna Loa (Hawaii), podent-se observar perfectament els efectes de les erupcions de l'Agung (1963), El Chichón (1982) i el Pinatubo (1991) (veure figura 2.1.) [*Dutton et al.*, 1985; *Dutton*, 1992]. Des de l'espai, els núvols d'aerosols volcànics també són fàcilment visibles. A la figura 2.2. s'observa una posta de sol a l'HS presa

des de una llançadora espacial, l'agost de 1991. La substància obscura suspesa a l'estratosfera superior i que apareix per sobre d'un rosari de cumulonimbus, s'associa a cendres volcàniques i SO₂ injectats per l'erupció del Pinatubo, gairebé dos mesos abans.

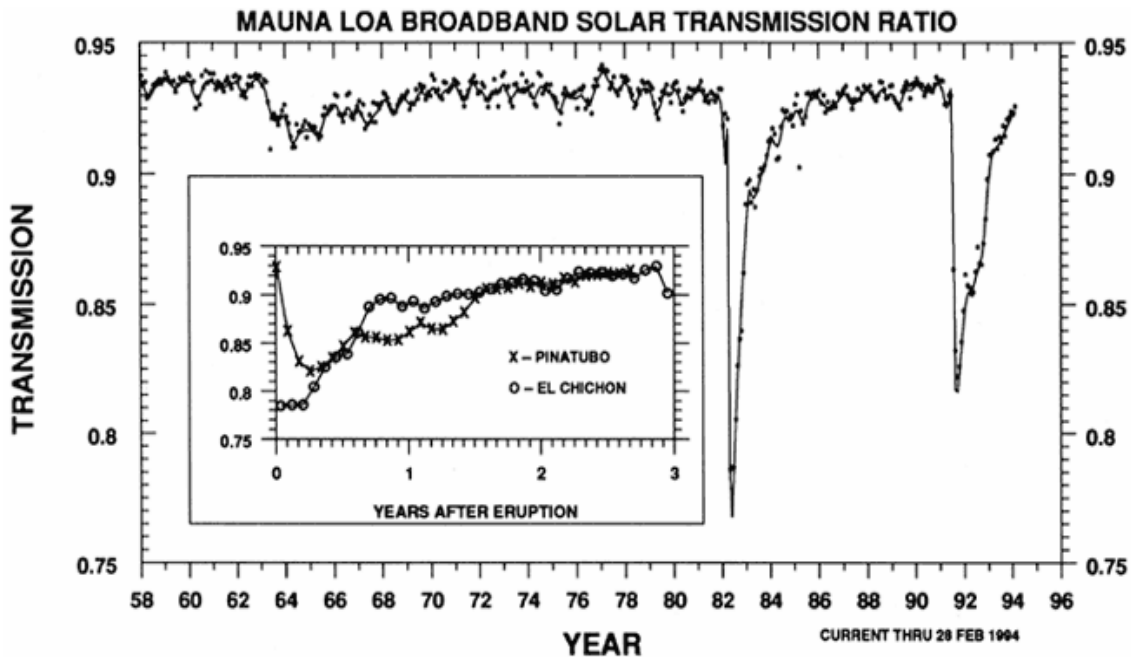


Figura 2.1. Transmissió atmosfèrica de la radiació solar directa a l'Observatori de Mauna Loa (Hawaii). Els valors són mitjanes mensuals i el gràfic inserit mostra en detall els anys posteriors a les erupcions del Chichón i el Pinatubo.

Font: *Self et al.* [1996]

L'*Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II* (SAGE II), és també un instrument instal·lat en satèl·lits des de 1984 que mesura la quantitat de radiació que es transmet horitzontalment a diferents altures i en quatre freqüències (visibles i quasi-infrarojes). La quantitat i mida dels aerosols d'origen volcànic poden ser calculades a partir d'aquest tipus d'informació. Així, el SAGE II va estimar que a finals de l'any 1991 es va assolir un volum màxim d'aerosols estratosfèrics fixat en 30 Mt. [McCormick et al., 1995] i majoritàriament concentrats entre els 16 i els 25 km d'altura [McCormick & Veiga, 1992]. Paral·lelament d'altres fonts instrumentals que poden ajudar a mesurar el forçament de la radiació induït pel vulcanisme són el *Upper Atmosphere Research Satellite* (UARS), radiòmetres d'alta resolució (*Advanced Very High Resolution Radiometer*, AVHRR), i observacions en superfície procedents d'instruments LIDAR (acrònim de *LIght Detection And Ranging*) [DeLuisi et al., 1983; Reiter & Jäger, 1986; Stowe et al., 1997; Andronova et al., 1999]. Les mesures obtingudes de LIDARs són

especialment necessàries per a la calibració i validació de les observacions de satèl·lits, i per a omplir els buits quan les observacions de satèl·lit no són disponibles [Robock & Antuña, 2001]. Tota aquesta informació sobre el volum i la naturalesa física i química dels aerosols volcànics, és possible incloure-la en exercicis de modelització per a avaluar la resposta del sistema climàtic al forçament sobre la radiació [Stenchikov *et al.*, 1998].



Figura 2.2. Imatge presa des d'una llançadora espacial el 8 d'agost de 1991 il·lustrant una posta de sol sobre Amèrica del Sud. S'observen dues capes d'aerosols volcànics creades per l'erupció del Pinatubo (juny 1991) per damunt dels cims dels cumulonimbus. Segons dades procedents d'instruments LIDAR, al mes de juliol els aerosols estaven a una altura de 17 a 26 km sobre la vertical de Barbados, entre 21 i 23 km sobre Hawaii, de 15 a 20 km sobre Alemanya, i de 15 a 16 km sobre l'estat nord-americà de Colorado Font: [Self *et al.*, 1996] – NASA (Missió STS 43)

En el nostre àmbit geogràfic proper, també s'han efectuat observacions de perturbacions sobre la radiació lligades a vulcanisme. Així, Olmo *et al.* [1999], utilitzant dades procedents de dues estacions radiomètriques peninsulars, a Almeria i a Madrid, i una altra localitzada prop del llac Peipus (Estònia), a Tiirikoja, detectaren un abrupte canvi en els fluxos de radiació de les tres estacions, coincidint amb l'arribada dels núvols d'aerosols volcànics originats per les erupcions de El Chichón i, especialment, del Pinatubo. Pel cas peninsular, aquest canvi es va traduir en una reducció d'aproximadament un 10% en els valors d'irradiància directa, mentre que la irradiància difusa augmentà un 40% i la global disminuí un 5%. Pel que fa a la fixació temporal de l'arribada del núvol d'aerosols, per a les estacions peninsulars va esdevenir-se a la primera setmana d'agost de 1991 (aproximadament un mes i mig després d'iniciar-se

l'erupció), mentre que per a l'estació bàltica, es va localitzar a la tercera setmana del mateix mes.

L'observació de la brillantor dels eclipsis lunars és una altra tècnica que s'utilitza per a calcular el volum d'aerosols emesos durant una erupció. La tècnica es basa en el principi que la lluna és visible durant un eclipsi lunar total com a conseqüència de la refracció de la llum solar sobre l'ombra de la Terra. Així, els aerosols estratosfèrics poden pertorbar dràsticament la brillantor de la lluna que ha estat eclipsada. *Keen* [1983] va observar la brillantor de 21 eclipsis lunars entre 1960-1982 i va calcular la quantitat d'aerosols injectats a l'estratosfera per part de les erupcions de l'Agung (1963) i El Chichón (1982). Anteriorment, *Fisher* [1924] ja havia observat una debilitació en la brillantor dels eclipsis que succeïren a les erupcions del Krakatau (1883), Pelée-Santa Maria (1902) i Katmai (1912). Fins i tot, la *Sociedad Astronómica de Barcelona*, feia referència en un dels seus butlletins mensuals a l'escassa brillantor de les estrelles durant l'estiu de 1912, associant-ho a l'efecte pertorbador de l'erupció del Katmai (Alaska) [*Soc. Astr. de Barcelona*, 1913].

En el següent apartat es parla de l'índex Sato, un índex de densitat òptica que en la seva formulació participa parcialment de la informació proporcionada pels registres instrumentals.

2.4. L'ÍNDIX SATO

La densitat, espessor o profunditat òptica de la capa d'aerosols volcànics que es forma a l'estratosfera després d'una gran erupció, té com a principal efecte una distorsió en el balanç de radiació neta global del nostre planeta [Lacis *et al.*, 1992; Bluth *et al.*, 1997; Andronova *et al.*, 1999]. Sato *et al.* [1993] proposaren un índex per a mesurar la transmissió de la radiació solar a través de l'atmosfera. Aquest índex s'expressa com a profunditat òptica a la longitud d'ona de 0.55 μm i és formulat basant-se en diferents fonts d'informació. Així, per al període 1850-1882, la informació prové del volum de material emès per determinades erupcions extret de Mitchell [1970], després de 1882 es basa en mesures d'extinció òptica (precedents majoritàriament de les latituds mitjanes de l'HN) i en registres procedents de satèl·lits, a partir de 1979. L'índex es presenta a resolució mensual i latitudinalment per a tot el període (1850-present), mostrant valors molt uniformes a l'inici del registre donada la manca de dades originals (veure figura 2.3.). Malgrat tot, la part més recent de la cronologia ofereix una informació més acurada que la proporcionada pels índexs DVI i VEI, tant pel que fa a la distribució latitudinal dels aerosols, com pel seu temps de residència a l'atmosfera. Així, per a erupcions volcàniques tropicals recents, com la de l'Agung (Indonèsia, 1963), l'índex mostra que la majoria dels aerosols van romandre a l'HS (fet confirmat també per registres glaciològics), mentre que per a l'erupció de El Chichón (Mèxic, 1982), bona part van romandre a l'HN.

Valors mensuals i latitudinals de l'índex Sato i actualitzats fins a l'actualitat es poden consultar a la direcció <http://www.giss.nasa.gov/data/strataer/index.html>

2.5. ELS REGISTRES DOCUMENTALS

Les fonts documentals escrites són una altra eina per a establir o millorar les cronologies d'erupcions volcàniques del passat. Observacions de bromes o boires seques, postes de sol de coloracions inusuals i efectes òptics de diferents tipus són fenòmens atmosfèrics que s'associen a erupcions de gran magnitud i amb presumible efecte climàtic, i que per la seva espectacularitat sovint són recollits en diferents registres escrits. També de manera molt més indirecta, grans erupcions volcàniques es poden relacionar amb posteriors “anys sense estiu” o anys de fams i epidèmies a civilitzacions antigues.

Probablement, l'erupció més documentada en aquest sentit, tant per la seva localització temporal com espacial, fou la del volcà Laki (1783-1784) a Islàndia (també anomenat *Lakagígar* o *Skaftáreldar*). Així ha estat possible reconstruir l'extensió i els impactes ambientals i socials de la “gran boira seca” arreu d'Europa utilitzant informació procedent d'una àmplia mostra de memòries i diaris de l'època [Grattan & Charman, 1994; Stothers, 1996; Demarée et al., 1998; Grattan & Pyatt, 1999; Demarée & Ogilvie, 2001]. Precisament, els fenòmens atmosfèrics derivats d'aquesta erupció varen ser detalladament descrits per Benjamin Franklin qui per primera vegada va relacionar les erupcions volcàniques amb el seu presumible impacte climàtic [Franklin, 1784]. Malgrat tot, hi ha dubtes si fou Franklin o el naturalista francès Mourgue de Montredon el primer en establir el lligam entre la “gran boira seca” sobre Europa l'estiu de 1783 i l'erupció del volcà islandès [Scarth & Tanguy, 2001]. Amb tot, aquest fenomen serví per a que es recuperessin d'altres descripcions similars en el passat i així, les fonts documentals es començaren a utilitzar com a una nova eina de reconstrucció del vulcanisme antic. Plutarc, l'any 44 AC va descriure per exemple un fenomen òptic inusual que posteriorment es relacionà amb l'erupció de l'Etna aquell mateix any, erupció que es creu provocà una greu crisi de subsistència a Egipte i Roma.

“... Durant tot aquell any el Sol va llevar-se pàl·lid i sense brillantor, i l'escalfor que en procedia era feble i ineficaç, per tant l'aire en circular era fosc i pesant motivat per la feblesa de l'escalfor que el penetrava, i els fruits i el raïm foren escassos i imperfectes, sovint es marcien i pansien com a conseqüència de la fredor de l'atmosfera.” [Plutarc citat a Stothers & Rampino, 1983].

Referències similars es poden trobar a documents històrics xinesos [Qun, 1988; Pang et al., 1989] o japonesos [Kondo, 1988; Mikami, 1996] argumentant la presència

d'estius anòmalament freds com a conseqüència de grans erupcions. *Stothers* [1999], analitzà documents històrics estesos per tot Europa i l'Orient Mitjà, detectant set casos que descriuen intenses boires seques d'origen volcànic (taula 2.2.) i que són descrits amb més detall en d'altres estudis [*Stothers*, 1984a, 1998, 2000; *Stothers & Rampino*, 1983]. El mateix autor defensa l'ús de documents històrics previs a l'any 1000 AD que descriuen aparences inusuals del cel i d'eclipsis com a una eina per a detectar possibles dates d'erupcions remotes [*Stothers*, 2002] .

Fenomen	1815 AD	1783 AD	1258 AD	934 AD	626 AD	536 AD	44 AC
Erupció volcànica	Tambora	Laki	El Chichón (?)	Eldgjá	(?)	(?)	Etna (?)
Localització latitudinal	Tròpics	HN	Tròpics	HN	HN (?)	HN (?)	HN (?)
Inici boira seca (mes)	Juny	Juny	Gener (?)	Estiu	Octubre	Març	Març
Durada boira seca (mesos)	> 12	6	> 8 (?)		8 – 9	12 – 18	9 – 10
Primer hivern a Europa	Normal	Fred	Normal	Fred		Fred	Fred
Primer hivern a l'Orient Mitjà	Normal	Fred	Normal	Fred		Fred	
Collites pobres i fam?	Sí (?)	Sí	Sí	Sí		Sí	Sí
Epidèmies a Europa?	Sí (?)	No	No (?)	No (?)	No (?)	Sí	Sí
Epidèmies a l'Orient Mitjà	Sí (?)	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí

Taula 2.2. Grans “boires seques” d'origen volcànic i fenòmens associats a Europa i l'Orient Mitjà.
Font: *Stothers* [1999]

La gran erupció del volcà Tambora (1815) és coneguda com a la responsable de “l'any sense estiu” a bona part d'Europa i Nord Amèrica, l'estiu de 1816. Són nombroses les referències escrites que relaten fenòmens de fred extrem en ple mesos de juliol i agost al nord-est dels EEUU i al centre d'Europa [*Milham*, 1924; *Landsberg & Albert*, 1974; *Stommel & Stommel*, 1979; *Stothers*, 1984b; *Chenoweth*, 1986; *Briffa & Jones*, 1992; *Wilson*, 1992] tot i que la presència d'una incipient xarxa d'observatoris meteorològics fa que els relats documentals no siguin en aquest cas tant determinants. També són nombroses les cites de postes de sol extraordinàriament rogenques a

diferents punts del globus després de l'erupció del volcà indonesi Krakatau (1883), la primera que va merèixer l'atenció del món científic [Ellery, 1884; Stoddard, 1884; Symons, 1884; Van Doorn, 1884; Simkin & Fiske, 1983].

S'han pogut també recollir cites que descriuen fenòmens semblants a la nostra àrea geogràfica propera. En aquest sentit el jesuïta Pere Gil descriu en la seva obra *Geografia de Catalunya* un estrany fenomen que tingué lloc l'any 1579 i que es podria associar als efectes òptics derivats d'una aurora boreal o d'una erupció:

“Apparegueren moltas nits à la part de tramontana, un poc enves orient fins à dos o tres horas de nit, uns fochs en lo ayre; los quals quant seponia lo sol, apareyxian com nuvols blanchs: despres se encenian, y tornavan com carbons y brasas coloradas encesas. Foren perventura presagi del catarro que lo any seguent sucey.” [Pere Gil citat a Iglesias, 1949]
(document facilitat pel Dr. Mariano Barriendos)

L'anteriorment mencionada “gran boira seca” que s'estengué des d'Islàndia el juny de 1783 i provocada pel volcà Lakagígar, també es deixà veure a Barcelona. Així, el Dr. Salvà escrigué a les seves memòries:

“A finals de juny, una espessa i blanca boira es començà a observar en aquesta capital (Barcelona) que no permetia veure les muntanyes més properes i a través de la qual el Sol semblava tenir un color de sang, especialment a la posta. Per la nit semblava desaparèixer ja que les estrelles brillaven, però en llevar-se el dia, retornava... i continuava tot el dia, amb els vents incapaços d'esvair-la” [Salvà citat a Demarée & Ogilvie, 2001].

Prop de cinquanta anys després, el naturalista i farmacèutic olotí Francesc Bolós (1773-1844) va ser testimoni d'un altre fenomen òptic inusual l'estiu de l'any 1831. Tot seguit es transcriu la detallada descripció que en feu:

“El dia 9 d'agost s'observà que eixí el sol d'un color blanc platejat, sense despedir cap raig lluminós; continuà d'aquesta manera fins a les vuit del matí, en què començà a despedir algun raig lluminós d'un color tirant a morat; tot el dia seguí de la mateixa manera, sempre presentant-se el disc solar d'un color blanc fins que es pongué.

La nit del 9 al 10 s'observà l'aurora boreal molt colorejada des d'Orient al Nord, i en apuntar el dia desaparegué. Eixí tot seguit el sol, encara que quasi ocult fins a les sis del matí, en què començà a manifestar-se d'un color blanc platejat com el dia anterior, però sense despedir claror; de manera que el disc solar es mirava lliurement amb la vista i es manifestava com si fos la lluna plena. A les vuit del matí començà a despedir algun raig lluminós, però d'un color moradenc com el dia anterior, continuant així tot el dia 10, despedint molt poca llum; entre quatre i

cinc de la tarda s'observaren en el disc solar moltes ombres que corrien d'una part a l'altra fins a les sis de la tarda, que s'amagà.

El dia 11 del dit mes d'agost eixí el sol d'un color vermell, però sense despedir cap raig lluminós, de manera que a dos quarts de sis del matí era tan fosc com altres dies a les quatre de la matinada; continuà així fins a les set del mateix matí, en què començà a despedir algun raig lluminós, havent-se tornat abans d'un color blanc com en els dos dies anteriors; i continuà tot el dia com en els dos últims, sols que despedia un poc més de llum.

El dia 12 no es manifestà fins a les sis del matí, i començà a despedir alguna petita llum a les set, i continuà tot el dia com l'anterior.

El dia 13 eixí el sol d'un color blau, amb una taca negra al mig, però sense despedir cap raig lluminós, de manera que a les quatre del matí era més clar que a les cinc quan sortí el sol; després, a les set del matí començà a brillar despedint els raigs d'un color tirant a blau, continuant així tot el dia fins a les cinc de la tarda, en què començà a no brillar, de manera que, a dos quarts de set de la mateixa tarda es manifestava el disc solar sense despedir cap raig ni resplendor, i es veia blanc igual que si fos la lluna plena.

El dia 14 eixí el sol ja més brillant que els dies anteriors, i continuà igual tot el dia. El dia 15 aparegué ja en el seu estat regular i es conservà així tot el dia.

És d'observar que en tots els referits dies des del 9 fins al 13 inclusiu, es notà que l'atmosfera estava molt carregada, i encara que no es veien núvols ni bromes, apareixia molt fosca i de color de plom. Feia durant tots els dies un temps molt pesat, i encara que el sol no brillava, la calor era molt forta.”

[Francesc Bolós citat a *Quintana*, 1938]

Sembla evident que aquest relat descriu l'efecte d'un tel volcànic d'origen no del tot conegut, però possiblement atribuïble a l'erupció del Vesubi o a la del Campi Flegrei, al sud d'Itàlia entre juliol i agost de 1831 [Simkin & Siebert, 1994; Camuffo & Enzi, 1995]. Quinze any abans, el mateix autor descrivia amb força detall l'insòlit estiu de 1816 a la comarca de la Garrotxa i les conseqüències sobre les collites de fruita i blat de moro.

“Els mesos de maig i juny féu un fred irregular i ploqué molt. Les segues no començaren fins al 10 de juliol. Els blats foren bastant abundants, i bons. Continuà la inconstància del temps durant els mesos de juliol i agost, i sols féu una mica de calor el mes de setembre, començant el dia 7 i continuant alguns dies. Es pot dir que no féu estiu, a l'extrem que les fruites no pogueren madurar per manca de calor. A mig octubre començar a fer un fred bastant fort, de manera que el blat de moro que estava molt endarrerit per la manca de calor no pogué acabar de madurar, i molt gelcuit per les gelades d'últims d'octubre. Aquesta irregularitat del temps fou quasi general. A França es feren també sentir els efectes dels eixuts. Acabà l'any amb temperatures cada dia més baixes.”

[Francesc Bolós citat a *Quintana*, 1938]

El desenvolupament i proliferació de la premsa local cap a la segona meitat del segle XIX a Espanya suposa una altra font d'informació on els fenòmens naturals extrems o de gran espectacularitat hi eren sovint recollits. En aquest sentit és la notícia que apareix al *El Semanario de Mataró* editat a la capital de la comarca costanera catalana del Maresme, en el seu número del 9 de desembre de 1883. En aquest relat es descriu l'enorme impacte que provocà en la població les coloracions tan espectaculars de les sortides i postes de sol que seguiren a l'erupció del volcà Krakatau, l'agost d'aquell mateix any. Òbviament, els coetanis de l'època desconeixien l'origen volcànic del fenomen però eren capaços de diferenciar-lo de les aurores boreals.

“Mucho ha llamado estos últimos dias la atencion de los curiosos y aficionados á la meteorologia el aspecto particular de los crepúsculos matutino y vespertino, tanto por la duracion de los mismos, como por la intensidad y viveza de los colores rojo y amarillento que han presentado. Varias son las conjeturas que sobre el particular ha hecho el vulgo, ávido siempre de emociones, no escaseando las personas que lo han atribuido á la presencia de alguna aurora en las regiones polares.

Nos guardaremos mucho de clasificar el fenómeno cuya naturaleza nos es desconocida, como tambien de indicar si habrá ó no ejercido influencia en el estado de las capas inferiores de la atmósfera, cuyo desequilibrio físico daría por resultado un cambio brusco de temperatura; lo que sí afirmamos desde luego es, que nada vemos en él de comun con las auroras boreales, pues si bien en algunas de estas la iluminacion particular del aire cubre algunas veces por completo el cielo; sabemos por experiencia que la luz del arco auroral tiene comunmente un fuerté movimiento flamíguero; esto reproduce en el cielo unas ráfagas de luz, como si pasase una ola luminosa y cuyos rayos aurorales convergen hácia un punto de la bóveda celeste que está en la direccion del meridiano magnético, (en esta ciudad unos 18 grados al Oeste del norte verdadero) y el fenómeno que estos dias hemos presenciado, consiste solo en una manifestacion luminosa sin forma determinada y cuyo foco de coloracion está en los puntos de salida y puesta del sol.” [El Semanario de Mataró, Any 1 – n. 29, diumenge 9 de desembre de 1883, pàg. 7].

Només una dècada més tard, el pintor suec Edvard Munch va pintar la seva obra més coneguda, *“El Crit”* i en ell és perceptible una posta de sol rogenca sobre el port d'Oslo probablement similar a la que tanta expectació va despertar entre els mataronins l'any 1883 (figura 2.4.). En aquest cas però s'associaria als efectes provocats per l'erupció del volcà Awu l'any precedent, tot i que encara són incertes o no del tot evidents les seves implicacions climàtiques.

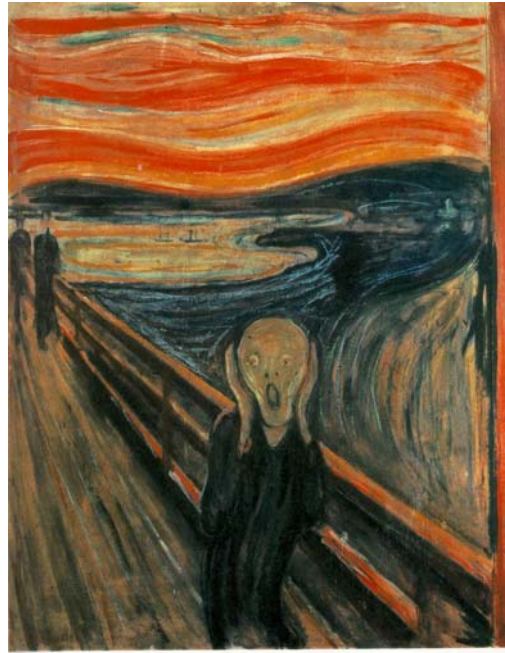


Figura 2.4. “El Crit”, quadre d’Edvard Munch pintat l’any 1893. Aquesta obra mostra una característica posta de sol volcànica sobre Oslo, amb les intenses tonalitats rogenques possiblement provocades per l’erupció del volcà Awu l’any 1892.

Font: <http://www.artchive.com>

Més recentment, una altra eina *proxy* documental s’ha utilitzat per a detectar l’impacte de les erupcions volcàniques. Així, *Chenoweth* [1996] utilitza dades meteorològiques extretes de 227 diaris de navegació per a documentar l’estat del clima global durant l’estiu de l’any 1816. El mateix autor, tot assumint el refredament post-volcànic, utilitza mesures de temperatura de l’aire sobre àrees oceàniques obtingudes a partir de la mateixa font entre 1807 i 1827, per a detectar els efectes de les erupcions de ~1809 (desconeguda) i 1815 (Tambora) [*Chenoweth*, 2001]. Fins i tot, suggereix que l’erupció de 1809 hauria de datar-se cap al març-juny de 1808 basant-se en el marcat descens tèrmic mesurat a Malàisia.

En resum, l’ús de fonts documentals escrites en les que apareixen fenòmens com els descrits, pot ajudar a identificar erupcions desconegudes, a datar les ja conegudes amb major precisió i a determinar la distribució i extensió dels seus efectes. Tot i això, pot resultar temerari extraure conclusions a partir d’una única font documental i d’un sol àmbit geogràfic, essent bàsica la recerca d’altres referències similars en d’altres punts, donat l’impacte regional i/o global d’una erupció volcànica. Malauradament però, les fonts escrites antigues es concentren únicament a determinades àrees geogràfiques (Orient Mitjà, Europa, Xina i Japó), i sectors amb una gran herència d’erupcions volcàniques (per exemple el cas d’Indonèsia) resten sense informació d’aquest tipus.

2.6. LES FONTS DENDROCLIMÀTIQUES

La reconstrucció del clima a partir de les anelles de creixement anuals dels arbres es basa en el principi de que el creixement radial de la planta (i per tant, l'habilitat de l'arbre per a realitzar la fotosíntesi i la fixació del carboni) està influenciat bàsicament per factors climàtics, per damunt d'altres paràmetres que esdevenen secundaris [Fritts, 1976]. Més recentment, les reconstruccions climàtiques s'han basat, no només en el criteri de l'amplada de les anelles [Baillie & Munro, 1988; Kirchhefer, 2001], sinó també en les mesures de la densitat màxima de la fusta [Briffa *et al.*, 1990; Scuderi, 1990] i d'estudis isotòpics [Epstein & Krishnamurthy, 1990]. El principal objectiu de la dendroclimatologia és l'establiment del lligam entre l'anella anual i les variables climàtiques responsables del seu creixement. En aquest sentit, si és possible individualitzar la resposta de la planta al clima actual, és també possible extrapolar-la als anys precedents i crear sèries dendrocronològiques que s'utilitzin com a eina de reconstrucció climàtica [Creus *et al.*, 2000]. A la figura 2.5., és possible observar una mostra d'anelles de creixement d'una conífera.

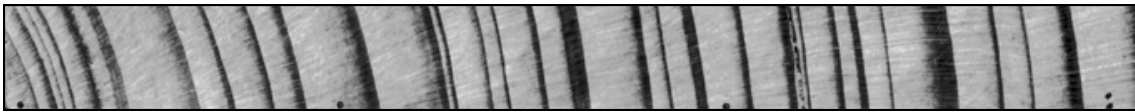


Figura 2.5. Mostra d'anelles de creixement d'una conífera. En aquest exemple apareixen unes trenta anelles que creixen d'esquerra a dreta. Es possible identificar: l'amplada total de l'anella (amplada entre dues bandes fosques), l'amplada de la fusta de creixement tardà o que ha crescut al final de l'estació de creixement (només amplada de les bandes fosques) i la densitat de la fusta de creixement tardà (determinada per l'obscuritat de la banda fosca).

Font: The Laboratory of Tree-Ring Research (University of Arizona, Tucson, Arizona)
<http://tree.ltrr.arizona.edu>

Com és de suposar no tots els arbres poden generar informació paleoclimàtica. Només aquells exemplars localitzats en medis que no hagin estat alterats en excés, podran donar informació de fiabilitat. Igualment, les espècies més sensibles seran aquelles que creixen en el seu límit fisiològic, és a dir, que sobreviuen en el seu límit altitudinal o latitudinal. En aquest sentit, el paràmetre temperatura esdevé el principal element limitador per al desenvolupament de l'individu durant la seva curta estació de creixement, tot i que d'altres condicionadors (humitat i temperatura del sòl, precipitació i/o orientació i exposició a la radiació solar) poden mitigar o incrementar la resposta a condicions d'estrès. Assumint al forçament volcànic com a generador d'aquestes condicions d'estrès, és possible utilitzar la dendroclimatologia com a eina *proxy* de

reconstrucció de la resposta climàtica a grans erupcions, i per a millorar les cronologies d'aquest tipus de fenòmens.

Basant-se en aquest principi, *LaMarche & Hirschboeck* [1984] varen identificar condicions d'estrès en determinades espècies de pins subalpins de Califòrnia i Colorado. Aquest estrès, identificat per la presència d'anelles glaçades, estava lligat a una situació meteorològica molt anòmala, que els autors correlacionaren amb erupcions volcàniques. El senyal d'anelles glaçades apareixia a diferents punts sovint separats per diversos centenars de quilòmetres. Així, es varen identificar disset anelles danyades entre el 2035 AC i el 1884 AD, de les quals onze foren correlacionades amb erupcions d'índex VEI superior a 3. Segons *LaMarche & Hirschboeck* [1984] durant els anys amb anelles danyades la circulació atmosfèrica hauria canviat, tot afavorint l'entrada d'aire polar a la meitat oest dels Estats Units.

A partir d'una xarxa de coníferes localitzades a regions semi-àrides de Nord Amèrica, *Lough & Fritts* [1987] avaluaren la possible resposta espacial de la temperatura a grans erupcions volcàniques dins del període 1602-1900. Així, detectaren la presència de remarcables variacions espacials en la resposta tèrmica, amb alguns sectors experimentant refredament i d'altres escalfament. En un estudi basat en cronologies obtingudes a partir de l'espècie arbòria *Picea glauca*, que creixia al límit latitudinal dels arbres al nord del Québec, *Jacoby et al.*, [1988] identificaren el període de 1810 a 1830 com al més fred entre els anys 1720 i 1982 en aquella àrea. Els autors assenyalaren a l'erupció del Tambora com a una possible causa inicial del refredament, però també indicaren que una única erupció no podia ser responsable d'un procés tant perllongat, i que per tant, una combinació d'altres factors en seria una causa més probable. A la mateixa àrea geogràfica que *Jacoby et al.* [1988], *Filion et al.* [1986] identificaren un seguit de 65 anelles especialment estretes dins del període 1308-1982. D'aquestes, 43 les correlacionaren amb erupcions volcàniques d'índex VEI superior a 4, entre elles les corresponents als anys 1784 (Laki), i 1816 i 1817 (Tambora).

Posteriorment, *Scuderi* [1990] detectà un seguit d'anelles extremadament estretes en determinades espècies de pins de Sierra Nevada (Califòrnia) i les va lligar a l'increment de la densitat òptica estratosfèrica provocada per grans erupcions volcàniques. A més a més, suggerí que l'absència d'activitat volcànica era responsable de períodes de creixement continuat, sobretot durant l'Òptim Climàtic Medieval (1000-1250 AD) i entre els anys 1890 i 1980. D'altres estudis posteriors també centraren l'atenció en el lligam entre el vulcanisme i les anomalies en el creixement anual dels arbres nord-

americans. Així cal citar les aportacions de *Jacoby & D'Arrigo* [1992], centrant-se en la incidència en els anys al voltant de l'erupció del Tambora, la de *D'Arrigo & Jacoby* [1999], tot connectant l'anomalia en el creixement corresponent a l'any 1699 a una possible erupció desconeguda, o bé la de *Jacoby et al.* [1999] tot lligant anelles de densitat anòmalament baixa amb l'erupció del volcà Laki (1783) i la posterior crisi de subsistència de la població del nord-oest d'Alaska.

Mitjançant la construcció de dendrocronologies, s'han reconstruït les variacions de la temperatura a Europa [*Briffa et al.*, 1990; 1999] i a Sibèria [*Briffa et al.*, 1995], identificant en alguns casos anys anòmals lligats a grans erupcions. En aquest sentit, *Baillie & Munro* [1988], tractaren de datar amb més precisió l'erupció a l'illa de Santorini (Grècia) amb l'ús d'eines dendroclimàtiques i cronologies obtingudes a partir d'exemplars de roures irlandeses. Més endavant, *Gervais & MacDonald* [2001], detectaren una correlació estadísticament significativa entre l'ocurrència d'erupcions i valors d'amplada mínima de les anelles de *Pinus Sylvestris* de la Península de Kola (Rússia). Una mica més a l'est, a Mongòlia i al Nord de Sibèria, també ha estat possible detectar evidències dendrocronològiques després de les grans erupcions dels anys 536 AD, 934 AD i 1258 AD, essent menys evidents els fenòmens eruptius de 1783 i 1815 [*D'Arrigo et al.*, 2001].

Jones et al. [1995] utilitzaren un conjunt de 97 punts de mostreig repartits entre Nord Amèrica i Europa per a desenvolupar una cronologia que identifiqués anys amb refredament a ambdues àrees, des de 1600. Així, dels cinc anys amb densitats de fusta extremadament baixa (1601, 1641, 1669, 1699 i 1912), quatre eren coincidents amb l'any o l'any posterior a una erupció coneguda. Amb tot, l'erupció del Tambora, que se suposa que fou la més important dels darrers segles, només ocupava les posicions 11 (1816) i 18 (1817). El valor extrem corresponent a l'any 1601 fou lligat a l'erupció del volcà Huaynaputina (Perú) i corroborat per estudis geològics [*de Silva & Zielinski*, 1998]. Un estudi similar però incloent a més l'àrea de Sibèria i els darrers 600 anys, va confirmar els resultats obtinguts per *Jones et al.* [1995] reubicant la referida erupció de 1815 [*Briffa et al.*, 1998]. L'any 1601 continuà essent el valor extrem, i la dècada de 1810 la més freda del registre, gràcies als efectes de les erupcions de 1808 (de localització encara incerta) i la de 1815 (Tambora) (veure taula 2.3.).

Malgrat totes aquestes valuoses aportacions, la dendroclimatologia pateix també de certes limitacions que han de ser degudament citades. En primer lloc, el creixement experimentat pels arbres localitzats en àrees marginals, respondrà a condicions micro-

meteorològiques específiques a cada localització i, per tant, tota temptativa d'extrapolar canvis climàtics o ambientals a una escala més gran haurà de tractar-se amb cautela. Igualment, no totes les anelles que han estat danyades o que han experimentat un creixement inferior al normal poden associar-se amb anys de vulcanisme explosiu, ni tampoc tota erupció significativa pot correlacionar-se amb una anella anòmla, doncs la resposta tèrmica pot ser diferent en funció de l'àmbit geogràfic. Així doncs, novament som davant d'una eina que no es pot prendre com a infal·lible ni del tot fiable per a aquest tipus d'estudis, però en tot cas tampoc se'n pot refusar la seva utilitat.

Classificació	Any d'anella mínima	valor σ	Anomalia tèrmica l'HN respecte al període 1881-1960	Erupcions associades
1	1601	-6.90	-0.81	Huaynaputina (Perú), 1600
2	1816	-4.33	-0.51	Tambora (Indonèsia), 1815
3	1641	-4.31	-0.50	Parker (Filipines), 1641
4	1453	-4.24	-0.50	Kuwae (Vanuatu), 1452
5	1817	-3.76	-0.44	Tambora (Indonèsia), 1815
6	1695	-3.50	-0.41	---
7	1912	-3.33	-0.39	Novarupta (Alaska), 1912
8	1675	-3.13	-0.37	Gamkonora, 1673 (?)
9	1698	-3.08	-0.36	---
10	1643	-2.99	-0.35	Parker (Filipines), 1641
11	1699	-2.96	-0.35	---
12	1666	-2.89	-0.34	L. Island (Nova Guinea), 1660
13	1884	-2.89	-0.34	Krakatau (Indonèsia), 1883
14	1978	-2.80	-0.33	---
15	1837	-2.78	-0.32	Cosigüina (Nicaragua), 1835
16	1669	-2.77	-0.32	Shikotsu (Japó), 1667 (?)
17	1587	-2.64	-0.31	Billy Mitchell (Pacífic), 1580 (?)
18	1740	-2.61	-0.30	Shikotsu (Japó), 1739 (?)
19	1448	-2.57	-0.30	---
20	1992	-2.56	-0.30	Pinatubo (Filipines), 1991

Taula 2.3. Anys amb densitats d'anelles extremadament baixes localitzades a diferents punts de l'HN, amb l'anomalia tèrmica calculada i les possibles erupcions volcàniques associades.

σ , anomalies estandarditzades de densitat mitjana sobre el període 1881-1960.

Font: *Briffa et al.* [1998].

2.7. ELS DIPÒSITS GEOLÒGICS

L'estudi dels dipòsits volcànics és una altra eina per a avaluar l'impacte climàtic d'una erupció. Entre la informació proporcionada per aquesta font de dades s'inclouen estimacions del volum emès, tipus de magma (a partir del qual es pot estimar el volum de sofre emès), dispersió principal del núvol volcànic durant les diverses fases de l'erupció, altura de la columna a partir de la dispersió del material (*tefra*) i estimació de la data d'erupcions històriques mitjançant tècniques radiomètriques [Zielinski, 2000]. Les tècniques petrològiques permeten estimar la quantitat d'SO₂ i H₂SO₄ produïts per una erupció, gasos que són els principals responsables per a posteriors implicacions climàtiques. Malgrat tot, aquestes estimacions no són sempre del tot precises doncs la quantitat de sofre emès per El Chichón segons mesures petrològiques fou clarament inferior a les mesures procedents de satèl·lits, tot suggerint la presència d'una altra font de sofre no detectada per aquesta tècnica [Luhr *et al.*, 1984]. Per aquest motiu Palais & Sigurdsson [1989] aposten per una visió interdisciplinària entre tècniques petrològiques, fonts glaciològiques i mesures de pertorbació òptica per a una correcta estimació del total de massa emesa per una erupció.

2.8. LES FONTS GLACIOLÒGIQUES

Les erupcions volcàniques explosives injecten sovint gran quantitat de cendres i partícules gasoses a l'atmosfera. D'aquests dos tipus de materials, els aerosols àcids (H_2SO_4 , HCl , HF) són els que es distribueixen més àmpliament, i si assoleixen l'estratosfera, poden produir un major impacte climàtic [Rampino & Self, 1984]. Per la seva part, les cendres volcàniques tenen una implicació climàtica mínima doncs com a conseqüència del seu pes, es dipositen molt ràpidament. Quan el núvol volcànic assoleix les regions polars i els aerosols volcànics (els àcids) s'endinsen a la troposfera, es donen les condicions idònies per a què aquests siguin arrossegats per la neu i finalment siguin dipositats als casquets de gel. En dipositar-se, es creen capes de neu anuals riques en àcids, que posteriorment seran fàcilment detectades a les columnes de gel en forma de pics de conductivitat elèctrica o mitjançant sèries temporals d' SO_4^{2-} (una forma de mesurar directament el contingut de sofre dels aerosols) [Legrand & Delmas, 1987]. L'elevada resolució temporal d'aquest tipus d'eina paleoclimàtica (sovint anual o sub-anual, depenent de la localització) permet desenvolupar precises cronologies de vulcanisme explosiu que fins i tot poden cobrir els darrers 110.000 anys [Zielinski *et al.*, 1996]. Així doncs, les capes anuals de neu en aquestes regions polars contenen una gran informació sobre l'atmosfera, el clima i les condicions ambientals de l'època en que van ser dipositades. La figura 2.6. és un exemple d'una mostra de gel extreta, en aquest cas de l'Àrtic.



Figura 2.6. Mostra d'una columna de gel extreta del casquet àrtic, en l'àrea propera al Mar de Bearing.

Font: <http://www.articice.org>

A finals de la dècada de 1970, *Hammer* [1977] va identificar un seguit de capes d'elevada conductivitat elèctrica en tres columnes de gel de Grenlàndia (Dye 3, Crête i Camp Century) i constatà que eren coetànies amb erupcions volcàniques conegudes. A partir dels resultats obtinguts en aquell mateix sector, *Hammer et al.* [1980] generaren una precisa cronologia de vulcanisme a l'HN pels darrers 10.000 anys i amb una elevada correlació amb la reconstrucció proposada per Lamb (DVI). Posteriorment a aquesta doble aportació, proliferaren els estudis amb el mateix objectiu tant a Grenlàndia [*Hammer et al.*, 1981; *Clausen & Hammer*, 1988; *Crowley et al.*, 1993] com a l'Antàrtida [*Legrand & Delmas*, 1987; *Palais et al.*, 1990; *Moore et al.*, 1991; *Delmas et al.*, 1992; *Stenni et al.*, 1999, 2002; *Cole-Dai et al.*, 2000] o en d'altres sectors propers als casquets [*Mayewski et al.*, 1993; *Fisher & Koerner*, 1994] i, fins i tot, en latituds tropicals [*Thompson et al.*, 1986]. Entre totes aquestes aportacions, d'especial interès fou la de *Legrand & Delmas* [1987], els quals suggeriren la formulació d'un Índex Glaciològic Volcànic (o *Glaciological Volcanic Index*, GVI) que englobés les diferents mesures de registres glaciològics disponibles a ambdós pols. Així, si un mateix pic d'acidesa aparegués a ambdós punts, es podria assumir un impacte volcànic de naturalesa global. Seguint aquesta mateixa idea *Robock & Free* [1995] examinaren vuit registres glaciològics de l'HN i sis més de l'HS pel període 1850 fins al present, i formularen l'IVI o *Ice core Volcanic Index* com a una nova eina per a avaluar la significació climàtica de determinades erupcions en els dos hemisferis per separat. Més endavant, aquest mateix índex es va estendre als darrers dos mil anys [*Robock & Free*, 1996].

L'elevada resolució temporal d'alguns registres glaciològics, també ha permès identificar erupcions volcàniques desconegudes, com la de l'any 1808-09 [*Dai et al.*, 1991] o un altre cap a l'any 1500 AD [*Udisti et al.*, 1999], o bé descartar-ne d'altres, com és el cas de l'erupció de l'Asama (Japó), l'any 1783, a la qual se li havia atribuït inicialment un remarcable impacte climàtic [*Zielinski et al.*, 1994a]. Igualment, també ha servit per a intentar precisar la data d'altres, com la de l'illa de Santorini identificada cap al 1620 AC [*Zielinski & Germani*, 1998] o la de l'any 1257-59 AD [*Langway et al.*, 1988; *Oppenheimer*, 2003a], d'origen tropical però sense poder determinar la localització exacta.

A la taula 2.4. s'indiquen les erupcions volcàniques que han deixat el seu senyal en els registres glaciològics d'ambdues regions polars en el darrer mil·lenni. Concretament es tracta de set sèries de Grenlàndia (més una de l'illa Illesmeer, al nord del Canadà) i

catorze localitzades a l'Antàrtida. La majoria d'elles cobreixen bona part dels segles XIX i XX, tot i que són abundants les sèries que retrocedeixen al segle XVII, i molts d'altres assoleixen l'any 1000. Analitzant el contingut de la taula, comprovem com només aquelles erupcions de baixes latituds i de magnitud apreciable tenen la capacitat de manifestar el seu rastre a ambdós emplaçaments; és el cas per exemple de les erupcions del Krakatau (1883), el Tambora (1815), el cas de 1640-41, el Huaynaputina (1600) o la de l'any 1259. Les erupcions localitzades a latituds elevades, com ara les d'Islàndia, Alaska o Nova Zelanda, només són capaces de deixar el seu testimoni a les sèries glaciològiques dels respectius casquets polars més propers; en són bons exemples les erupcions del Novarupta-Katmai (1912), Tarawera (1886), Laki (1783) o Shikotsu (1667). Observant amb més detall la cronologia, es pot comprovar com l'erupció de l'Agung (1963) si bé va deixar un senyal evident als nuclis de gel antàrtics, hi ha escasses referències de pics d'acidesa al pol nord. Aquest fet estaria en consonància amb estudis realitzats sobre la dispersió del núvol volcànic d'aquesta erupció, constatant que prop de dues terceres parts es varen estendre únicament per l'HS [*Dyer & Hicks*, 1968; *Volz*, 1970]. També és apreciable la manca de precisió dels registres entre els anys 1000 i 1500, apareixent un gran nombre de senyals no del tot identificats, ni temporalment ni espacialment. En aquest període, i per a les erupcions d'Islàndia i el Japó, la presència de documentació escrita ha permès millorar la datació, constatant la importància de la interdisciplinarietat en aquest tipus d'estudis.

Tot i la decisiva aportació dels registres de gel, també cal esmentar un seguit de problemes lligats a la metodologia de mostreig i al tractament posterior de les dades. En primer lloc, els registres provenen principalment de les regions polars fent que les erupcions d'elevades latituds estiguin sobreestimades, sobretot, i pel cas de Grenlàndia, les erupcions dels volcans d'Islàndia [*Hammer*, 1984; *Clausen & Hammer*, 1988]. En el mateix sentit, la localització latitudinal del volcà i els patrons de circulació atmosfèrica dominants en el moment de l'erupció, determinaran si els aerosols són o no dipositats en els casquets de l'Antàrtida o de Grenlàndia. L'existència de fonts d'acidesa d'origen no volcànic, antròpiques i biogèniques, poden enfosquir el senyal i afegir més soroll de fons, sumant-se als problemes de datació en alguns casos. Finalment, d'altres problemes s'associen al possible efecte de barreja introduït pel vent un cop els aerosols són a la superfície, o les distorsions lligades a la temperatura en que es realitzen les mesures de conductivitat elèctrica [*Robock & Free*, 1995]. Amb tot, la proliferació de nous punts de mesura i la millora tècnica i metodològica, de ben segur que limitaran les fonts d'error

assenyalades, fent dels registres glaciològics una de les eines més fiables per a l'obtenció de cronologies de vulcanisme del passat.

Darrerament, s'ha proposat un nou índex estimatiu de la profunditat òptica estratosfèrica que utilitza fonts glaciològiques i que cobreix el període 1500-2000: el *Volcanic Aerosol Index* (VAE) [Robertson *et al.*, 2001]. Aquest índex introdueix nous aspectes respecte a l'IVI: (a) combina observacions històriques, dades procedents de nuclis de gel de Grenlàndia i l'Antàrtida, i dades de satèl·lit, (b) incorpora noves sèries de nuclis de gel i exclou aquelles amb problemes de datació i (c) incorpora un índex latitudinal molt apropiat per a estudis de modelització climàtica. La principal discrepància amb la resta d'índexs és en l'any 1943, quan apareix una significativa mesura de profunditat òptica sobre l'HN associada a l'erupció del Parícutín (19°N, Mèxic) i que restava inèdita fins aleshores.

Any	Erupció volcànica	Lat	Long	Sèries localitzades a Grenlàndia	Sèries localitzades a l'Antàrtida
1047	(?)				DE2
1104	Heckla, Islàndia	64.0°N	19.7°W	CL, HA2, ZI1	
1118	(?)				DE2
1177	(?)				DE2
1179	Islàndia (?)			CL, ZI1	
1191-97	(?)				CD2, DE2
1229-34	(?)			FK, ZI1	CD2, LA, ST2
1257-59	El Chichón, Mèxic (?)	17.4°N	93.2°W	CL, FK, HA2, ZI1	CD2, DE2, LA, MO, ST2
1269	(?)				CD2, DE2, LA, ST2
1285	(?)			ZI1	CD2, LA, ST2
1340-45	(?)			ZI1(?)	CD2, DE2, PL, ST2
1413	(?)			FK	
1452-53	Kuwae, Vanuatu	16.8°S	168.5°E	FK	CD1, CD2, DE2, LA, MO, PL, ST2
1462	(?)			FK, ZI1	
1479	Mount St. Helens, EEUU(?)	46.2°N	122.2°W	CL, ZI1	
1500-10	(?)				MO, UD
1554	Raudubjallar (Hekla), Islàndia	64.0°N	19.7°W	HA2	
1561	(?)			FK	
1580±30	Billy Mitchell, Papua N. Guinea	6.1°S	155.2°E	ZI1	PL
1586	Kelut, Indonèsia	7.9°S	112.3°E	ZI1	PL
1593	Raung, Indonèsia	8.1°S	114.0°E		CD1, PL
1595	Nevado del Ruiz, Colòmbia	4.9°N	75.3°W		CD2, DE2, PL, ST2
1600	Huaynaputina, Perú	16.6°S	70.9°W	CL, CR, HA2, ZI1, ZI2	CD1, CD2, DE2, MO, PL, ST2
1605	Momotombo, Nicaragua	12.4°N	86.4°W	ZI1(?), ZI2(?)	MO
1618	Sub-Antàrtica				CD1
1622	Colima, Mèxic (?)	19.5°N	103.6°W	CR	DE2, MO
1640-41 ^a	Kelut, Indonèsia	7.9°S	112.3°E	CR, FK, HA2, ZI1, ZI2	CD1, CD2, DE2, MO, PL, ST2
	Parker, Filipines	6.1°N	124.9°E		
	Komagatake, Japó	42.0°N	140.4°E		
1653	(?)				CD2
1661	Long Island, Indonèsia	5.4°S	147.1°E		PL
1667	Shikotsu (Tarumai), Japó	42.7°N	141.3°E	CR, HA2, ZI1	
1671-73	Gamkanora, Indonèsia o San Salvador, El Salvador	1.4°N 13.7°N	127.5°E 89.3°W	CR	CD1, MO, PL
1680	Tongkoko, Indonèsia Krakatau, Indonèsia	1.5°N 6.0°S	125.2°E 105.4°E	CR	MO
1689	Chikurachki, Illes Kurils (?)	50.3°N	155.5°E	CR	

Taula 2.4. Senyals d'erupcions volcàniques del darrer mil·lenni presents en diferents registres glaciològics de Grenlàndia i l'Antàrtida.

Any	Erupció volcànica	Lat	Long	Sèries localitzades a Grenlàndia	Sèries localitzades a l'Antàrtida
1691	Reventador, Equador (?)	0.1°S	77.7°W		CD1
1693-95	Serua or Gunung Api (1694), Indonèsia	6.3°S 4.5°S	130.0°E 130.0°E	FK, ZI1(?), ZI2(?)	CD1, CD2, MO, PL, ST2
1711	(?)				MO
1715	(?)			FK	
1720	Bravo Cerro, Colòmbia	5.1°N	75.3°W		MO
1724-30	Krafla, Islàndia	65.7°N	16.8°W	HA2	
1729	Lanzarote, Illes Canàries	29.0°N	13.6°W	CR, HA2	
1732	Raung, Indonèsia (?)	8.1°S	114.0°E	CR	
1736	(?)			CR	
1744	Cotopaxi, Equador	0.7°S	78.4°W		MO
1752	Little Sunda, Indonèsia	8.0°S	118.0°E		MO
1754	Taal, Filipines	14.0°N	121.0°E		MO
1756	Katla, Islàndia	63.6°N	19.1°W	CR	
1762	Makian, Indonèsia (?)	0.3°N	127.4°E	CR	
1768	Cotopaxi, Equador	0.7°S	78.4°W		MO
1772	Gunung, Indonèsia	7.5°S	108.0°E		MO
1783	Laki, Islàndia	64.4°N	17.3°W	CH, CL, CR, FK, HA1, HA2, ZI1	
1788	(?)			CR	MO
1795	(?)				DE2
1803	Cotopaxi, Equador	0.7°S	78.4°W		MO
1808-09 ^b	(?), tropical			CL, ZI1, ZI2	CD1, CD2, DA, DE2, LA, LD, MO, PL, ST1, ST2
1812	Soufrière, Carib	13.3°N	61.2°E		DA(?), MO
	Awu, Indonèsia	3.7°N	125.5°E		
1815	Tambora, Indonèsia	8.0°S	118.0°E	CH, CL, CR, FK, HA1, HA2, ZI1, ZI2	CD1, CD2, DA, DE2, LA, LD, MO, PL, ST1, ST2
1817	Raung, Indonèsia	8.1°S	114.0°E		DA, MO
1822	Galunggung, Indonèsia	7.2°S	108.0°E		DA, MO, PL
1826	Kelut, Indonèsia	7.9°S	112.3°E		MO
1831	Babuyan, Filipines	19.5°N	121.9°E	ZI1, ZI2	DE2, LD
1835	Cosigüina, Nicaragua	13.0°N	87.6°W	HA1, ZI2	CD1, CD2, DE2, LA, LD, MO, PL, ST1, ST2
1839	(?)			CR	
1843	Mt. Rainier, EEUU (?)	46.9°N	121.8°W	CR	
1846	Hekla, Islàndia	64.0°N	19.7°W	CR	
1852	Etna, Sicília (?)	37.7°N	15.0°E	CR	
1861	Makian, Indonèsia	0.3°N	127.4°E		DE1, ST1
1867	(?), Islàndia			CR	
1877	Cotopaxi, Equador	0.7°S	78.4°W		DE2, MO

Taula 2.4. (continua)

Any	Erupció volcànica	Lat	Long	Sèries localitzades a Grenlàndia	Sèries localitzades a l'Antàrtida
1883	Krakatau, Indonèsia	6.0°S	105.4°E	CR, FK, HA1, HA2, ZI1, ZI2	CD1, CD2, DE1, DE2, LA, MO, PL, ST1, ST2
1886	Tarawera, Nova Zelanda	38.2°S	176.5°E		CD1, DE2, LD, MO, PL, ST1
1902	Santa Maria, Guatemala	14.8°N	91.6°W	ZI1, ZI2	DE1, LD, MO(?), PL, ST2
1912	Novarupta-Katmai, Alaska	58.3°N	155.2°W	CL, CR, FK, HA1, HA2, ZI1	
1917	Agrigan, Marianes (?)	18.8°N	145.7°E	ZI2(?)	MO
1919	Kelut, Indonèsia	7.9°S	112.3°E		ST2
1932	Cerro Azul (Quizapu), Equador	35.7°S	70.8°W		DE1(?), PL
1937	Rabaul, Indonèsia (?)	4.3°S	152.2°E		CD1, ST1, ST2
1947	Hekla, Islàndia	64.0°N	19.7°W	CR, HA2	
1956	Bezymianny, Kamxatka	56.0°N	160.7°E	ZI1	
1960	(?)			CR	
1963	Agung, Indonèsia	8.3°S	150.5°E	HA2	CD1, CD2, DE1, DE2, LD, MO, PL, ST1, ST2
1964	Surtsey, Islàndia	63.4°N	20.3°W	CR, ZI1	
1968	Fernandina, Galápagos	0.4°S	91.6°W	ZI1	
1970	Hekla, Islàndia	64.0°N	19.7°W	ZI1	
	Illa Deception, Antàrtida	63.0°S	60.7°W		MO, ST1
1982	El Chichón, Mèxic	17.4°N	93.2°W		PL, ST2
1991	Pinatubo, Filipines	15.1°N	120.4°E		CM, Mc, PL, ST2
1991	Cerro Hudson, Chile	45.9°S	73.0°W		CM, PL, ST2

Taula 2.4. (continua).

Aquesta cronologia s'ha elaborat a partir d'anàlisis de registres glaciològics de Grenlàndia i l'Antàrtida disponibles en diferents publicacions. Els senyals han estat identificats utilitzant mesures de conductivitat elèctrica [Clausen & Hammer, 1988; Fisher & Koerner, 1994], perfils dielèctrics [Moore et al. 1991] o bé mesures de química iònica [Legrand & Delmas, 1987; Langway et al. 1995]. Veure text per a més detall.

“Any” indica l'any conegut o estimat de l'erupció, “Erupció volcànica” es refereix al nom o noms dels volcans associats, “Lat” i “Long” són les coordenades geogràfiques del volcà, “Sèries localitzades a Grenlàndia” i “Sèries localitzades a l'Antàrtida” indiquen els diferents registres glaciològics utilitzats per a identificar els senyals d'acidesa a Grenlàndia i l'Antàrtida, respectivament.

Tot seguit s'indiquen el significat dels acrònims de les referències utilitzades, el nom de la sèrie/s, i el període aproximat que cobreixen dins del darrer mil·lenni.

CH, Clausen & Hammer [1988], 11 sèries de Grenlàndia, anys 1783 i 1815 / **CL**, Clausen et al., [1997], GISP2 i Dye 3, 7000 BP-1984 / **CR**, Crowley et al., [1993], Crête, 553-1972 / **FK**, Fisher & Koerner [1994], A-84 Ellesmere Island, 1223-1961 / **HA1**, Hammer [1977], Crête, 553-1972 / **HA2**, Hammer et al., [1980], Crête, 553-1972 / **ZI1**, Zielinski et al. [1994b], GISP2, 7000 BP-1984 / **ZI2**, Zielinski, [1995], GISP2, 7000 BP-1984.

CD1, Cole-Dai et al., [1997], Siple i Dyer, 1600-1983 / **CD2**, Cole-Dai et al., [2000], PR-Plateau Remote, 1000-1986 / **CM**, Cole-Dai & Mosley-Thompson [1999], South Pole station, 1990-1996 / **DA**, Dai et al., [1991], Siple i GISP2-Crête, 1800-1984 / **DE1**, Delmas et al., [1985], Dome C, 1763-1973 / **DE2**, Delmas et al., [1992], PS1-PS14, 800?-1984 / **LA**, Langway et al., [1995], NBY-89, 1000-1989 / **LD**, Legrand & Delmas [1987], Dome C, 1763-1973 / **Mc**, McCormick et al., [1995], Antàrtida, any 1991 / **MO**, Moore et al., [1991], G15, 1210-1983 / **PL**, Palmer et al., [2001], Law Dome, 1301-1995 / **ST1**, Stenni et al., [1999], Hercules Névé, 1765-1985 / **ST2**, Stenni et al. [2002], Talos Dome, 1217-1996 / **UD**, Udisti et al., [1999], Styx Glacier, any 1500.

La referència FK s'ha inclòs dins de les referències de Grenlàndia tot i que la seva localització és a l'illa Ellesmere, nord del Canadà.

^a L'erupció del volcà Parker fou inicialment atribuïda al volcà Awu [Delfin et al., 1997].

^b Aquesta erupció fou inicialment datada al 1809, però reconstruccions basades en registres coral·lins assenyalen la data de 1808 com a la més idònia [Crowley et al. 1997].

2.9. ELS REGISTRES CORAL·LINS

Els registres coral·lins s'han consolidat en els darrers anys com a una nova font d'informació de variabilitat climàtica, a escala inter-anual [Cole *et al.*, 1993; Quin *et al.*, 1993; Dunbar *et al.*, 1994]. Inicialment, l'ús d'aquesta eina paleoclimàtica es reservà a l'estudi de les fluctuacions en la circulació del Pacífic tropical (lligades al fenomen de El Niño-Southern Oscillation o ENSO), però Genin *et al.* [1995] varen ser els primers en detectar anòmales proliferacions d'algues en un registre de coral al Mar Roig lligades a un refredament superficial posterior a l'erupció del Pinatubo, el juny de 1991. Un senyal semblant fou detectat per Gagan & Chivas [1995] en les formacions coral·lines del nord-oest d' Austràlia.

Posteriorment, Crowley *et al.* [1997] utilitzaren els registres dels corals de Nova Caledònia per a detectar senyals de refredament d'origen volcànic pel període (1657-1992). Així identificaren un seguit de bandes de densitat anòmala en els anys 1808 (erupció desconeguda), 1813-1821 (diverses erupcions), 1835 (Cosigüina), 1883 (Krakatau) i 1963 (Agung). Així doncs, els corals, com també determinats arbres, poden aportar nova informació per a detectar el senyal i la distribució del refredament volcànic per les àrees oceàniques del planeta.

2.10. LES GRANS ERUPCIONS VOLCÀNIQUES DELS DARRERS 250 ANYS

Tot seguit s'exposen les erupcions volcàniques més destacades dels darrers 250 anys i que han estat identificades gràcies a les diferents tècniques i eines descrits anteriorment.

2.10.1. Laki (Lakagígar o Skaftáreldar)

Juntament amb l'erupció del Krakatau, és l'erupció de referència, doncs a partir d'ella es varen iniciar els estudis sobre les implicacions climàtiques de les erupcions volcàniques [Franklin, 1784]. L'erupció s'inicià a principis de juny de 1783 a la "fissura del Laki" o *Lakagígar*, de 27 km d'allargada, i es va mantenir en erupció fins al febrer de 1784. Generà un flux de lava basàltica que cobrí una àrea de 580 km². Les emissions en forma de fonts de lava assoliren una altura de 800 a 1.400 m i el volum total de lava emès es xifra en 10 km³ [Stothers *et al.*, 1986]. L'erupció provocà un efecte catastròfic a tota l'illa d'Islàndia, pels efectes secundaris derivats de les emissions de gasos i cendres. En l'any posterior a l'erupció, el 53% de la ramaderia bovina, el 80% de les ovelles i el 77% dels cavalls varen morir per enverinament de les pastures. Aquesta devastació i la severitat del temps en els anys 1782, 1783 i 1784 van dur a la societat islandesa a una veritable crisi de subsistència, causant la mort al 19-22% de la població (aproximadament 10.000 persones) [Demarée & Ogilvie, 2001].

L'erupció va emetre ~122 Mt d'SO₂ a l'atmosfera, generant un tel d'aerosols sulfurosos que es feu visible a bona part de l'HN durant cinc mesos. Les columnes de l'erupció assoliren altures d'entre 9 i 13 km i injectaren ~95 Mt d'SO₂ directament al corrent en jet polar. Això va afavorir la dispersió dels aerosols cap a l'est i en reaccionar amb la humitat atmosfèrica es generaren ~200 Mt d'H₂SO₄. D'aquestes, ~25 Mt van romandre durant més d'un any al nivell de la tropopausa, mentre que la resta es va dipositar en forma de precipitació àcida [Thordarson, 2002]. Tot i que no és clara la seva incidència climàtica global, es creu que els aerosols procedents del Laki varen pertorbar el balanç tèrmic de les regions àrtiques en els dos estius posteriors a l'erupció.

2.10.2. L'erupció desconeguda de 1808

Malgrat que no es coneix amb exactitud la localització geogràfica i temporal de l'erupció, hi ha prou evidències de la seva existència. Basant-se en fonts glaciològiques, apareix un pic d'acidesa apreciable als registres de Grenlàndia i l'Antàrtida, datat cap a l'any 1809 [Dai *et al.*, 1991]. El fet que es detecti a ambdues regions polars suggereix la localització tropical de l'erupció. D'altres fonts confirmen el fenomen, però el localitzen un any abans. Així, els registres coral·lins de Nova Caledònia detecten un refredament, possiblement d'origen volcànic, l'any 1808 [Crowley *et al.*, 1997] i registres documentals procedents de diaris de navegació testimonien el mateix, suggerint la data aproximada de l'erupció entre març i juny de 1808 [Chenoweth, 2001].

2.10.3. Tambora

Amb un VEI de 7 es considera l'erupció volcànica més important i devastadora en època històrica. El volcà Tambora es localitza a l'illa de Sumbawa (Indonèsia) i va entrar en erupció entre el 10 i l'11 d'abril de 1815, causant la mort directament o indirectament a més de 88.000 persones. El so de les explosions es deixaren sentir a més de 2.500 km de distància i un tsunami de moderada intensitat (onades de fins a 4 m) afectà les costes d'Indonèsia [Stothers, 1984b].

Innombrables evidències òptiques es varen observar arreu del món, indicant la penetració estratosfèrica dels aerosols de l'erupció (altura de més de 17 km a la vertical de l'equador). Entre el 28 de juny i el 2 de juliol, i després entre el 3 de setembre i el 7 d'octubre de 1815, es varen observar postes de sol extraordinàriament brillants a Londres, és a dir, només tres mesos després de l'erupció. L'any següent, durant la primavera i l'estiu de 1816, es detectà una persistent "boira seca" al nord-est dels EEUU, testimoniant el caràcter global del fenomen. En el mateix sentit, els registres glaciològics de l'Antàrtida i de Grenlàndia mostren els pics d'acidesa més destacats dels darrers 400 anys.

L'erupció del Tambora passà a la història com a la responsable d'una meteorologia especialment anòmala a bona part d'Europa i Nord Amèrica. L'emissió d'H₂SO₄ a l'atmosfera s'estima en 52.4 Mt [Bradley & Jones, 1992], un valor que s'aproxima al produït durant l'erupció del Lakagígar, i que es creu més que suficient com per pertorbar l'atmosfera planetària. Estimacions més recents indiquen una injecció

estratosfèrica d'aproximadament 60 Mt, és a dir, sis vegades més del que va emetre l'erupció del Pinatubo [Oppenheimer, 2003b]. L'any 1816 és conegut com a “l'any sense estiu” en els dos sectors abans referits o també com a “*Eighteen hundred and frozen to death*” al folklore nord-americà. Les temperatures (especialment les temperatures mínimes) foren en moltes ocasions anormalment baixes des de finals de primavera fins a principis de tardor, els vents del nord-oest bufaren persistentment a Nova Anglaterra i al Canadà acompanyats de nevades i glaçades, mentre que a l'oest d'Europa les precipitacions eren freqüents i intenses [Wilson, 1992]. Les collites a Europa foren escasses i les malalties i els desordres socials varen sovintejar en l'època posterior a les guerres napoleòniques. Al nord-est dels EEUU, i concretament a l'estat de Massachusetts, l'any 1816 fou el setè més fred (en el període de 1816 a 1838), essent els de 1836 i 1837 els més anòmals. Amb tot, els mesos de febrer, octubre, novembre i desembre foren especialment càlids, és a dir, que només l'estiu enregistrà temperatures baixes [Milham, 1924]. A Europa, Briffa & Jones [1992] basant-se en reconstruccions dendroclimàtiques, indicaren que l'estiu de 1816 fou el més fred a Gran Bretanya des de 1750, i el segon més fred a l'Europa central, després del de 1814.

Oppenheimer [2003b] fa una completa descripció de les conseqüències climàtiques i socials de l'erupció.



Figura 2.7. Imatge de l'interior del cràter del volcà Tambora. El desnivell màxim entre el fons de la caldera i la part més elevada de les parets del cràter és d'aproximadament 1.100 m.

Font: <http://www.vulkaner.no>

2.10.4. Cosigüina

El volcà Cosigüina es localitza al nord-oest de Nicaragua. L'actual cràter, d'aproximadament 2.3 km de diàmetre i 500 m de fondària, es va formar durant la gran erupció del 22 de gener de 1835. La violència de l'erupció queda evidenciada pel fet que es dipositaren cendres fins a la Ciutat de Mèxic (1.400 km al nord) i a l'illa de Jamaica (1.300 km a l'est), i el núvol originat durant l'erupció va bloquejar la llum del sol en un radi de 150 km.

En contrast amb les erupcions del Tambora i el Laki, l'erupció del Cosigüina no va emetre aerosols rics en sofre, però sí produí grans quantitats d'HCl (1×10^7 tones mètriques) [Palais & Sigurdsson, 1989]. Les implicacions climàtiques d'erupcions riques en compostos de clor són encara incertes, però tot sembla indicar que tenen una influència apreciable sobre les concentracions d'ozó estratosfèric [Symonds et al., 1988].

Des del punt de vista estrictament meteorològic, els anys 1835 i 1836 foren especialment freds al nord-est de Nord Amèrica [Bradley & Jones, 1992], fins i tot més que en el període posterior al Tambora.



Figura 2.8. Imatge aèria del cràter del volcà Cosigüina (Nicaragua)

Font: <http://www.ideay.net.ni>

2.10.5. Askja

Amb anterioritat a l'erupció del 1875, el volcà islandès Askja era pràcticament desconegut. Localitzat en una àrea pràcticament deserta al centre de l'illa, i després de certa activitat prèvia, entrà en erupció el matí del 29 de març de 1875 originant-se una caldera de 50 km², ara ocupada per un llac de 217 m de profunditat, el més profund d'Islàndia. L'erupció generà un núvol de cendres que es va desplaçar cap a l'est i en només 38 hores va arribar a Estocolm. La destrucció de les terres de conreu per causa de les cendres va provocar el major èxode en la història d'Islàndia, quan un 20% de la població emigrà cap als EEUU i Canadà en els següents 25 anys.

2.10.6. Krakatau

Volcà localitzat a l'estret de Sunda, entre les illes de Java i Sumatra (Indonèsia) que entrà en erupció el 20 de maig de 1883. El 26-27 d'agost del mateix any una erupció cataclísmica va destruir bona part de la muntanya i creà una columna de gas i cendres que assolí els 27 km d'altura. L'explosió del volcà fou tant forta que el soroll es deixà sentir a més de 4.500 km, alliberant 20 km³ de materials i provocant el col·lapse de la caldera de 6 km de diàmetre. L'erupció provocà un tsunami amb onades de més de 40 metres d'altura, causant la desaparició de 165 viles costaneres de Java i Sumatra i la mort de 36.000 persones. Els efectes del tsunami es deixaren sentir fins a la península d'Aràbia, a més de 7.000 km del punt de l'erupció. Les referències arreu del món de brillants postes de sol en els dos anys posteriors a l'erupció són innumbrables [*Ellery*, 1884; *Stoddard*, 1884; *Symons*, 1884; *Van Doorn*, 1884]. El núvol d'aerosols estratosfèrics va atenuar un 20-30% la radiació solar directa i va cobrir la totalitat del globus cap a finals de desembre de 1883, és a dir, poc més de quatre mesos després de l'erupció [*Wexler*, 1951b].

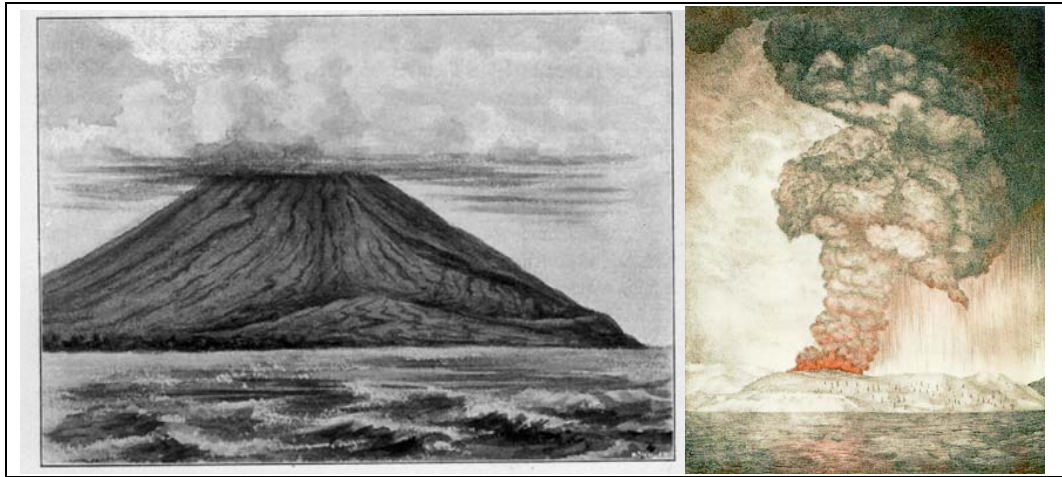


Figura 2.9. Dos gravats del volcà indonesi Krakatau, abans i durant l'erupció de 1883.

Fonts: <http://caliban.mpiz-koeln.mpg.de> i <http://www.udstillinger.dnlb.dk>

2.10.7. Okataina (Tarawera)

El volcà Tarawera forma part del complex de volcans definit com a Okataina i que es localitza a l'illa nord de Nova Zelanda. L'erupció més important en època històrica tingué lloc el 10 de juny de 1886 i afectà a diversos cràters alineats en un espai de 8 km. La principal erupció explosiva alliberà aproximadament 1.3 km³ de cendres i 2 km³ de lava en només 4 hores, i el núvol volcànic assolí uns 11-12 km d'altura sobre el nivell del mar. L'erupció va causar la mort a 150 persones de les viles més properes. La seva influència climàtica es deixà sentir sobretot a l'HS, apreciant-se un descens en la temperatura mitjana en el segon any posterior a l'erupció [Sear *et al.*, 1987]

2.10.8. Pelée / Soufrière / Santa María

Donada la proximitat temporal i geogràfica, aquestes tres erupcions es tendeixen a considerar com a un únic cas, tot i que en ser l'erupció del Santa María la més destacada es tendeix a escollir aquesta com a la més representativa.

El Mount Pelée es localitza a l'extrem nord de l'illa de Martinica, a les Petites Antilles. L'erupció més important fou el 8 de maig de 1902, destruint la ciutat de St. Pierre i provocant la mort de més de 29.000 persones, el nombre de víctimes més elevat causat per una erupció volcànica al segle XX. Aquesta massiva destrucció es degué a una *nuée ardente*, un tipus de flux piroclàstic format per partícules sòlides incandescentes [Fisher & Heiken, 1982].

L'erupció del Soufrière produí més aerosols estratosfèrics que l'anterior. Es localitza a l'illa St. Vincent i ha tingut diverses erupcions violentes els anys 1718, 1812 i 1902. La del 6 de maig de 1902 causà la mort de 1.600 persones i greus danys a l'agricultura. La columna de gasos assolí més de 9 km sobre el cràter.

Amb diferència, l'erupció del Santa María a Guatemala l'octubre de 1902 fou la més destacada de les tres. El 25 d'octubre tingué lloc l'erupció més important amb una durada de 18 a 20 hores i que produí una columna de com a mínim 28 km d'altura. Malgrat la injecció estratosfèrica evident, l'impacte tèrmic sobre les latituds mitjanes no va ser significatiu, potser provocat per l'escàs contingut de sofre dels gasos emesos, 1.80×10^5 tones mètriques d' H_2SO_4 [Williams & Self, 1983; Bradley & Jones, 1992].



Figura 2.10. Fotografia de les restes de la vila de St. Pierre (illa de Martinica) després de l'erupció del Mount Pelée, el 8 maig de 1902.

Font: <http://volcano.und.nodak.edu>

2.10.9. Ksudach

El Ksudach, també conegut com a *Shtyubelya Sopka* o *Voniuchi Khrebet*, és un volcà localitzat a la península russa de Kamxatka i va entrar en erupció violentament el 28 de març de 1907. Segons *Stothers* [1997], la profunditat òptica basada en

mesures de transmissió atmosfèrica, va passar de 0.2-0.3 μm a 0.4-0.5 μm en l'any posterior a l'erupció de 1907.

2.10.10. Novarupta (Katmai)

Volcà localitzat a la península d'Alaska que entrà en erupció el 6 de juny de 1912. Les detonacions provocades per l'explosió es varen sentir a 600 km de distància i el tel d'aerosols volcànics generat es va poder observar a Europa el 12 de juny, i el 19 de juny al nord d'Àfrica [Kimball, 1913]. Es creu que va alliberar uns 13 km³ de magma, volum que excedeix l'emès durant l'erupció del Krakatau i només superat per quatre erupcions en els darrers 1000 anys [Hildreth, 1987; Hildreth & Fierstein, 2000]. La radiació solar directa a la superfície es va reduir en més d'un 25% al nord dels 40°N a finals de 1912 i no es recuperà fins a finals de 1914. Molt probablement, el núvol volcànic va assolir una altura d'entre 15 i 20 km. [Volz, 1975a].

2.10.11. Agung

Després de cent anys d'inactivitat, aquest volcà localitzat a l'illa de Bali (Indonèsia) va començar la seva erupció el 19 de febrer de 1963, tot i que les explosions de més magnitud van tenir lloc el 17 de març. El tel volcànic creat va ser clarament més destacat a l'HS que a l'HN, i de fet l'atenuació en aquest hemisferi no es va percebre a les latituds més elevades [Volz, 1970; Stothers, 2001]. L'altura del núvol d'aerosols es va establir entre els 15 i els 25 km, localitzant-se la màxima concentració entre els 18 i els 20 km. La pertorbació atmosfèrica màxima (profunditat òptica dels aerosols) a les latituds mitjanes de l'HS fou de 0.5 μm en els mesos immediatament posteriors a l'erupció i entre agost i novembre fou encara substancial, 0.2-0.3 μm [Hansen et al., 1978].

2.10.12. El Chichón

Localitzat a la regió mexicana de Chiapas, El Chichón va entrar en erupció el 28 de març de 1982, essent les explosions més importants el 3 i 4 d'abril. La columna de l'erupció va assolir una altura d'aproximadament 30 km i el núvol volcànic ràpidament es va estendre als dos hemisferis. Les emissions foren especialment riques en sofre i provocaren el tel volcànic estratosfèric més destacat des de

l'erupció del Krakatau [Mitchell, 1982]. Malgrat tot, la quantitat de SO₂ emès a l'estratosfera s'estima en 7-8 Mt, és a dir, la meitat del volum injectat durant l'erupció del Pinatubo.

2.10.13. Pinatubo

La darrera gran erupció del segle XX va esdevenir-se a l'illa filipina de Luzón, el juny de 1991. Després de 10 setmanes d'activitat prèvia, entre els dies 12 i 16 de juny va tenir lloc la gran erupció, produint el núvol estratosfèric d'SO₂ més ampli mai observat per instrumental modern. El 15 de juny, i en només 9 hores, es va emetre més del 90% del total de volum de material emès durant tot l'episodi (uns 8-10 Km³) i es varen observar les columnes més elevades (>35 km, cap a les 13:45h hora local del dia 15), generant-se un núvol en forma de bolet d'un diàmetre de 500 km [Newhall *et al.*, 2002]. El volum d'SO₂ emès a l'estratosfera fou d'entre 18 i 20 Mt, i ràpidament es transformà en H₂SO₄ generant un núvol d'aerosols de 25 Mt [Self *et al.*, 1996].

El núvol d'aerosols es va estendre molt ràpidament, encerclant el globus en només tres setmanes i cobrint la totalitat del planeta un any després de l'erupció (veure figura 2.10.). Fou la pertorbació atmosfèrica per causa volcànica més important del segle XX, provocant una reducció de 4 W/m² en la radiació neta que arriba a la superfície. Igualment, la concentració d'ozó estratosfèric global es reduí en aproximadament un 2-3% i el "forat d'ozó" de l'HS assolí una extensió mai mesurada fins aleshores, 27x10⁶ km² [Self *et al.*, 1996]. L'escalfament estratosfèric fou màxim a les latituds equatorials entre setembre i octubre de 1991, 4°C i al mateix període i a la banda latitudinal de 20°N l'augment es fixà en 2.5°C [Labitzke & McCormick, 1992]

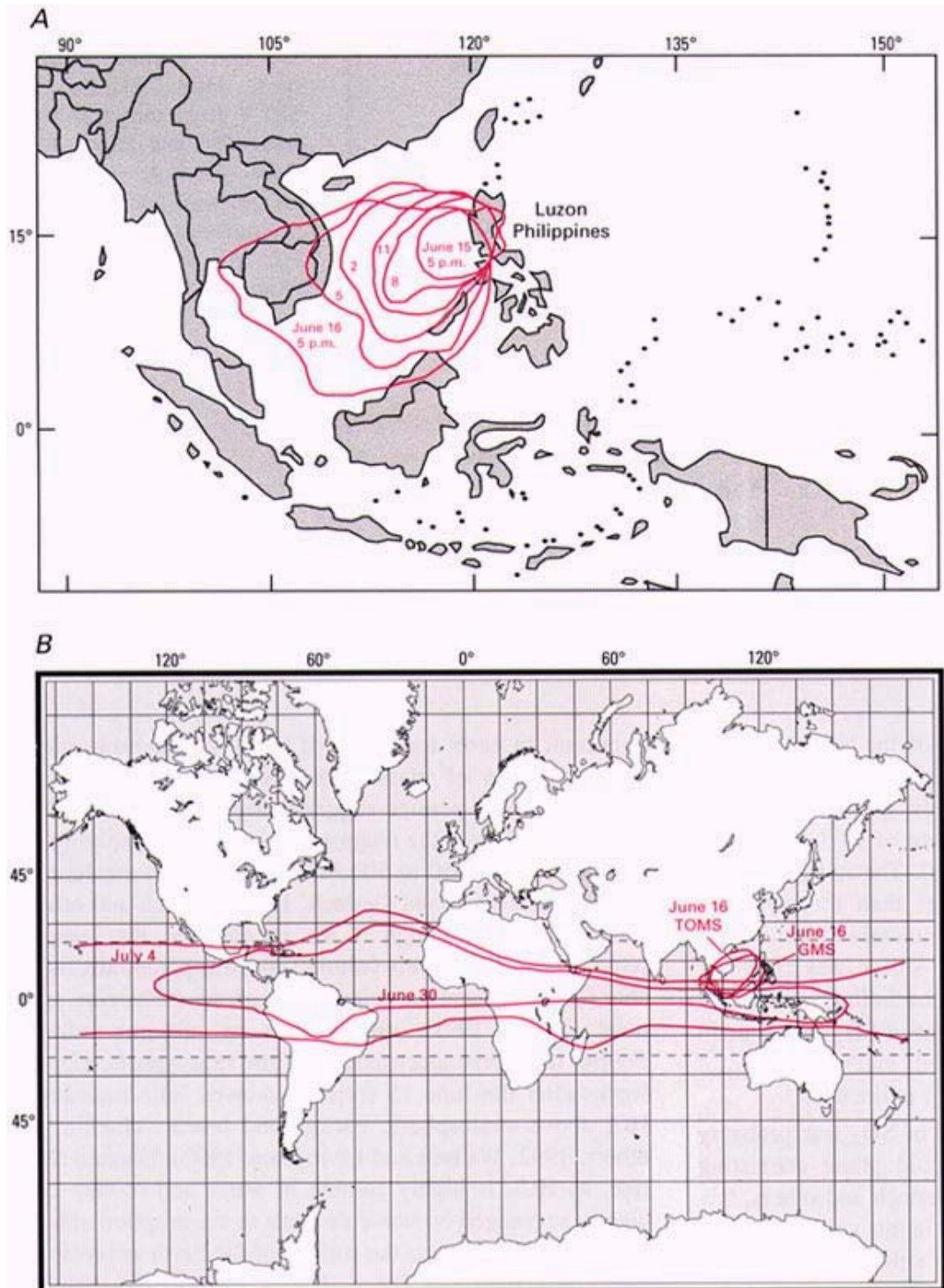


Figura 2.11. A, Dispersió del núvol de l'erupció del Pinatubo a partir d'imatges GMS de satèl·lit preses a les hores indicades (hora local de Filipines). B, Transició del núvol carregat de cendres durant els primers dies, a núvol estratosfèric d'SO₂ posteriorment, a partir del satèl·lit TOMS.
 Font: *Self et al.*, [1996]

CONCLUSIONS CAPÍTOL 2

S'han pogut analitzar un conjunt de tècniques i índexs que són capaços, amb més o menys èxit, de catalogar i identificar erupcions volcàniques de gran magnitud. Cadascuna d'elles presenta imprecisions i limitacions, fent que una mateixa erupció aparegui classificada amb una determinada magnitud en un catàleg, mentre que en un altre fins i tot hi sigui absent. Malgrat tot, en la majoria de les cronologies les erupcions de més magnitud hi són sempre presents, tot i que això no impliqui necessàriament un impacte sobre el sistema climàtic. Així doncs, i com en d'altres camps científics, el criteri de la interdisciplinarietat s'imposa com al camí més vàlid per a obtenir uns resultats més fiables i coherents.

En funció de les diferents fonts d'informació analitzades, a la taula 2.5. s'exposa un llistat de les erupcions volcàniques més destacades dels darrers 250 anys i amb presumible incidència climàtica.

Volcà	Lat.	Long.	Data (mes, any)	VEI	DVI	IVI
Laki (<i>Lakagígar o Skaftáreldar</i>), ISL	64.1°	18.3°W	6, 1783-84	4	2300	0.19
Desconeguda	Trop.		?, 1808	6	1500	0.19
Tambora, Indonèsia	-8.3°	118.0°E	4, 1815	7	3000	0.50
Cosigüina, Nicaragua	13.0°	87.6°W	1, 1835	5	4000	0.11
Askja, Islàndia	65.0°	16.8°W	3, 1875	5	1000	0.11
Krakatau, Indonèsia	-6.1°	105.4°E	8, 1883	6	1000	0.12
Okataina (<i>Tarawera</i>), Nova Zelanda	-38.2°	176.5°E	6, 1886	5	800	0.04
Pelée, Índies Orientals	14.8°	61.2°W	5, 1902			
Soufrère St. Vincent, Índies Or.	13.3°	61.2°W	5, 1902	6	600	0.05
Santa María, Guatemala	14.8°	91.5°W	10, 1902			
Ksudach, Kamxatka-Rússia	51.8°	157.5°W	3, 1907	5	500	0.02
Novarupta (<i>Katmai</i>), Alaska	58.3°	155.2°W	6, 1912	6	500	0.15
Agung, Indonèsia	-8.3°	115.5°E	3, 1963	4	800	0.06
El Chichón, Mèxic	17.4°	93.2°W	4, 1982	5	800	0.06
Pinatubo, Filipines	15.1°	120.3°E	6, 1991	6	1000	...

Taula 2.5. Grans erupcions volcàniques dels darrers 250 anys.

