

L’Oldoinyo Lengai, il solo vulcano carbonatitico attivo al mondo

Luca Lupi

Società Geografica Pontederese - 53025 Pontedera (PI)
www.dancalia.it, info@dancalia.it

Introduzione

Il nostro è un pianeta vivo, la cui energia interna è rilasciata in superficie dai terremoti e dai vulcani. Quest’ultimi, che si manifestano con attività effusive ed esplosive, generano apparati esterni di molte forme: dai classici strati vulcani, come il nostro Vesuvio, ai vulcani a scudo come quelli hawaiani e islandesi. Tutti quanti sono caratterizzati da avere magmi, più o meno ricchi di silice (chiamati per questo “fusi silicatici”), che ne determinano le caratteristiche eruttive e quindi le forme. Ma esiste un’eccezione: l’Oldoinyo Lengai, situato nel nord del Tanzania all’interno della scarpata del Gregory Rift. Infatti, nella sua attività effusiva recente, questo vulcano ha prodotto solo lave a composizione estremamente alcalina, costituite da una miscela fusa ad altissima concentrazione di carbonato di sodio e anche di carbonato di potassio. La produzione di lave carbonatitiche o natrocarbonatitiche rendono l’Oldoinyo Lengai unico al mondo. In passato sono esistiti altri vulcani che hanno eruttato lave simili, anche in Italia: ad esempio nell’area del Vulture, vicino ai laghi di Monticchio e nel Vallone Toppo di Lupo, oppure in quelle di Coppaello (Rieti) e San Venanzo (Terni) o ancora nella provincia vulcanica dei Vulsini, a sud del Lago di Bolsena.

La leggenda, l’esplorazione e lo studio

Gli austrolopitechi del tipo *Zinjanthropus*, ritrovati nelle “Gole di Olduvai” a poche decine di chilometri dall’Oldoinyo Lengai, furono senza

dubbio i primi ominidi ad entrare in contatto con i vulcani attivi dell’area. Questi ominidi, circa 3,6 milioni di anni fa, attraversando la pianura lasciarono le impronte sulle ceneri bagnate dalle piogge, come testimoniano le famose “orme di Laetoli” scoperte dall’équipe guidata dai celebri antropologi della famiglia Leakey. A seguito delle migrazioni di popoli provenienti dalla valle del Nilo, nel 1500 d. C. si insediò con forza nella Tanzania settentrionale il popolo di lingua *maa* chiamato *Maasai*, scacciando le popolazioni kuscitiche. Secondo le leggende Maasai l’origine di questo popolo, precedente a quella degli altri popoli e per questo superiore, è da trovarsi all’interno di un cratere scuro e profondo sede del Dio Engai. Tale cratere appartiene all’Oldoinyo Lengai, il vulcano che rappresenta la “montagna di Dio”.

Difficilmente raggiungibile, perché situato in pieno territorio Maasai, il vulcano è stato scoperto dagli occidentali alla fine del XIX secolo (Fig.1). Nel 1885 Erhardt e Rebmann, i primi missionari ad avventurarsi in questo territorio dopo gli arabi trafficanti di schiavi, tracciarono una carta dei luoghi visitati con la posizione del vulcano e descrissero nei diari un pennacchio di fumo uscire dallo stesso; gli indigeni, interrogati in proposito, dichiararono che in tempi antichi si erano viste spesso lingue di fuoco discendere lungo i fianchi della montagna, descrizione che fa certo pensare a delle colate di lava. Le prime spedizioni esplorative furono compiute a partire dall’epoca della colonizzazione tedesca: nel 1904 Jaeger compì l’ascesa del vulcano ed evidenziò che i Maasai non vi si avvicinavano affatto; nel 1907 toccò a Uhlig, nel 1913 a Reck e nel 1915 a Schulze. Tutti questi



Fig. 1 - La sagoma dell'Oldoinyo Lengai, la montagna sacra dei Masai, che si innalza imponente nella pianura del Lago Natron (spedizione del 1997).

esploratori e geologi riportarono notizie sul vulcano e sulla sua attività ma è solo dal 1960, con le spedizioni del geologo scozzese John Barry Dawson, che s'incominciò a capire bene la natura bizzarra delle lave natrocarbonatitiche. Dopo questa data, i vulcanologi dovettero attendere una nuova occasione sia per osservare il vulcano da vicino, sia per raccogliere i campioni di lava "fresche" (non ancora degradate) per le analisi; certamente la collocazione remota del vulcano non aiutava, per cui poche spedizioni si susseguirono fino agli anni ottanta. Gli scetticismi sull'esistenza di un'attività vulcanica attuale, in grado di produrre quel particolarissimo tipo di lava, durarono fino al 1988 quando il vulcanologo francese Maurice Krafft mostrò, alla conferenza internazionale di vulcanologia di Kagoshima, il primo filmato di un'eruzione con lave natrocarbonatitiche. È proprio grazie a questo filmato che l'Oldoinyo Lengai è divenuto una delle mete più ambite da parte dei vulcanologi di tutto il mondo.

Nel novembre 1995, dopo aver seguito un'interessante conferenza di Dawson, anche io sono stato attratto da questo incredibile vulcano ed in-

sieme a Paolo Papale (ricercatore del I.N.G.V. di Pisa) ho organizzato una spedizione per cercare di appurare le difficoltà della salita al cratere, la possibilità di permanenza al suo interno per tempi medio - lunghi e l'entità dell'attività presente. A questa prima spedizione, a carattere prevalentemente esplorativo, sono seguite altre due ben organizzate dal punto di vista logistico e scientifico ma che in ogni caso hanno dovuto affrontare un'ascensione al vulcano di circa 8 ore con pendenze piuttosto dure (in alcuni tratti si avvicinano ai 60°). Particolarmente importante è stata quella del luglio-agosto 1996 perché ha permesso di effettuare osservazioni sulla sommità del vulcano per circa una settimana, nonché di documentare e campionare le diverse manifestazioni eruttive. L'ultima spedizione, quella del giugno 1997, è servita per completare i campionamenti precedenti ed osservare i fenomeni eruttivi sulla cima del cratere nord del vulcano. I dati ottenuti sono stati pubblicati in lavori specialistici (si veda la bibliografia) ed in parte utilizzati per la realizzazione di una pregiata tesi di laurea (Mugnos, 1999) nell'Università di Pisa.

Il Gregory Rift e la provincia vulcanica neogenica del nord Tanzania

Com'è noto, la Great Rift Valley è una fossa tettonica, creata dalla separazione della placca africana da quella araba, che è lunga circa 6000 km, larga dai 30 ai 100 km e profonda da qualche centinaio di metri a diverse migliaia di metri. La Rift Valley africana presenta una porzione centrale del ramo orientale che è denominata Gregory Rift (in onore di John Walter Gregory, il geologo inglese che mostrò come la sua origine fosse legata allo sprofondamento della crosta). In Kenia questo rift inizia all'altezza del Lago Turkana (al confine con l'altopiano etiopico), taglia interamente gli altopiani (dove è contornato da una grandissima attività vulcanica), costeggia la capitale Nairobi per arrivare, dopo il Lago Magadi, al confine con la Tanzania (Fig. 2); in questo Paese prosegue attraverso il Lago Natron (creando grandi depressioni calderiche come quella famosissima del Ngorongoro), fiancheggia imponenti vulcani (come il Kilimangiaro e il Meru) per arrivare a fermarsi all'incirca all'altezza dei laghi Eyasi e Manyara (dove incontra il massiccio roccioso del cratone del Tanganica). In alcuni punti le pareti del Gregory Rift si innalzano a più di trenta metri dal fondo della valle, mentre altrove vi sono pareti di oltre 1200 metri. In nessuna parte, tuttavia, il rift è così netto come nel tratto dove taglia gli altopiani del Kenia.

La provincia vulcanica neogenica (il Neogene inizia 23-24 milioni di anni fa e termina a circa 2,6 milioni di anni fa) del nord della Tanzania, caratterizzata da grandi vulcani e da enormi distese dei loro prodotti eruttivi, si estende proprio a cavallo del Gregory Rift; essa non rappresenta altro che l'estensione meridionale della più vasta regione vulcanica del Kenia (Fig. 3). Vi si individuano due fasi di attività vulcanica:

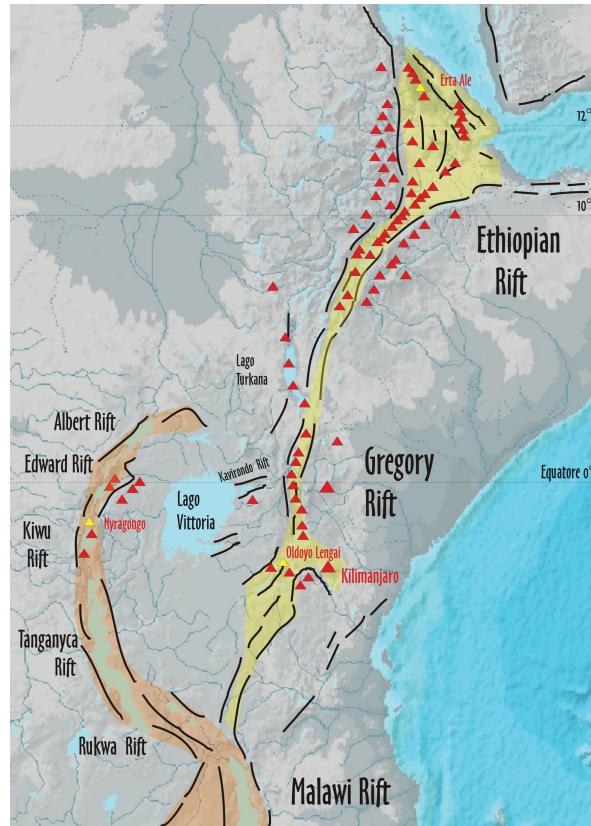


Fig. 2 - Schema della Rift Valley africana. La porzione centrale del suo ramo orientale è il Gregory Rift (disegno dell'autore).

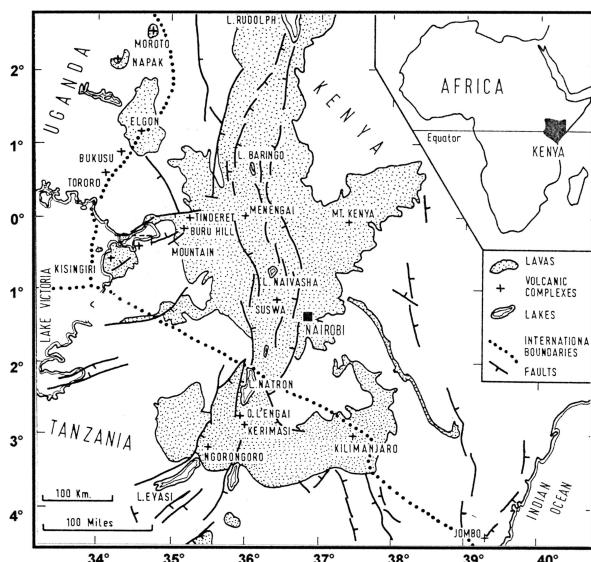


Fig. 3 - Carta della distribuzione delle lave e dei complessi vulcanici della provincia vulcanica del Terziario in Africa orientale (da Le Bas, 1977).

PRIMA FASE

I primi grandi vulcani a scudo, principalmente caratterizzati da associazioni di lave alkali basaltiche - fonolitiche che hanno determinato una quiete attività effusiva, sono stati originati in gran parte all'interno della biforcazione meridionale della depressione tettonica del Gregory Rift, formatasi nel Terziario medio per l'inarcamento e la fratturazione della crosta continentale; tra i vulcani maggiori, legati a questi episodi, si ricordano quelli dei Crater Highlands (inclusa l'ampia caldera del Ngorongoro), il Kitumbeine, il Gelai ed i coni maggiori (Mawenzi e Shira) del Kilimanjaro (Fig. 4). Nel Pleistocene, intorno a 1,2 milioni di anni fa, la provincia vulcanica è stata ulteriormente interessata dagrandi faglie orientate nord-sud (*Rift Fault Escarpment*),che sono andate a costituire il limite occidentale della Rift Valley nel nord Tanzania. Nella porzione centrale di questa si sono formati, al di sopra dei sedimenti portati dai corsi d'acqua, alcuni grandi bacini idrografici tra cui gli attuali laghi Natron e Manyara. Uno dei primi a formarsi è l'Olduvai Bassin, situato ad ovest nella principale area vulcanica, il quale non è soltanto famoso per i ritrovamenti di ominidi ed altri vertebrati (nell'Olduvai Gorge), ma anche per il record di detriti alluvionali ed eolici che sono arrivati dai vulcani dell'est.

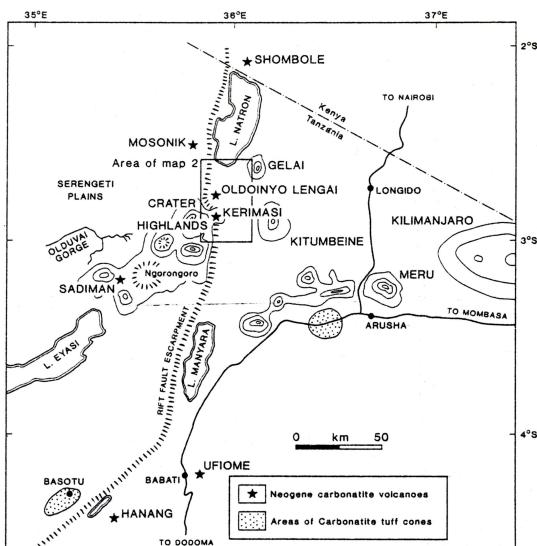


Fig. 4 - Localizzazione dell'Oldoinyo Lengai e di altri vulcani carbonatitici neogenici; nella figura sono indicate anche le aree carbonatiche dove si rinvengono coni di tufo (da Dawson, 1989).

SECONDA FASE

A differenza della prima fase, che abbiamo visto dominata da quiete estrusioni di lave alcalino-basaltiche, la seconda è stata caratterizzata da un'attività molto esplosiva con prodotti lavici di tipo nefeliniti-fonoliti-carbonatiti, la quale ha dato origine ad edifici vulcanici con i fianchi molto ripidi detti coni piroclastici. Tra i vulcani della seconda fase sono inclusi il monte Meru e, nella Rift Valley, i vulcani carbonatitici Hanang, Ufioime, Kerimasi, e Oldoinyo Lengai. Anche nelle aree di Arusha e Basotu numerosi coni minori hanno eruttato ceneri carbonatitiche. Queste ceneri, insieme ad altre provenienti da grandi centri eruttivi come il Kerimasi e l'Oldoinyo Lengai (Fig.5), hanno coperto ampiamente la provincia vulcanica, inclusa la parte occidentale della Piana del Serengeti (sede dell'omonimo e famosissimo parco naturale).

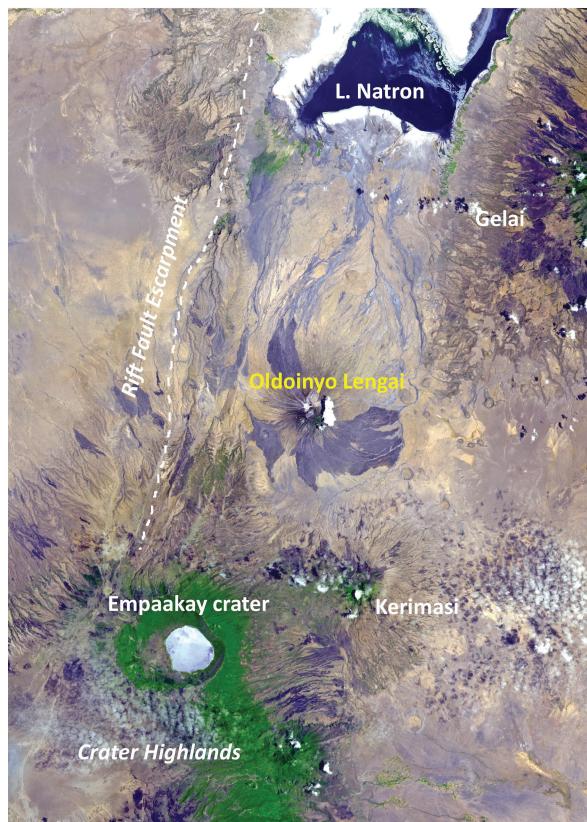


Fig. 5 - Immagine da satellite con indicate le posizioni dei vulcani Oldoinyo Lengai, Gelai e Kerimasi, nonché del cratere dell'Empakay e del Lago Natron; a sinistra è indicata la scarpata del Gregory Rift Valley (elaborazione dell'autore).

Attività storica e stratigrafia

L'Oldoinyo Lengai, unico vulcano attivo della Gregory Rift Valley, è situato 16 km a sud del Lago Natron ($2^{\circ}45'43.64''S$, $35^{\circ}54'56.56''E$); esso s'innalza sull'altopiano tanzaniano per circa 2000 m (Fig. 6), arrivando così a toccare quota 2878 m. È uno strato vulcano, caratterizzato da un'attività prevalentemente esplosiva, che è costituito da prodotti piroclastici alternati a colate laviche; il suo diametro basale è di circa 12 Km mentre il suo volume approssima da vicino i 60 Km^3 . Si è formato durante la seconda fase d'attività vulcanica e, per la sua età approssimativa di 350000 anni (Brantley & Koepenik, 1995), rappresenta la struttura più giovane dell'intero sistema del Gregory Rift (Fig.7).



Fig. 6 - Lo spettacolare cono dell'Oldoinyo Lengai (foto Paolo Papale, spedizione del 1996).

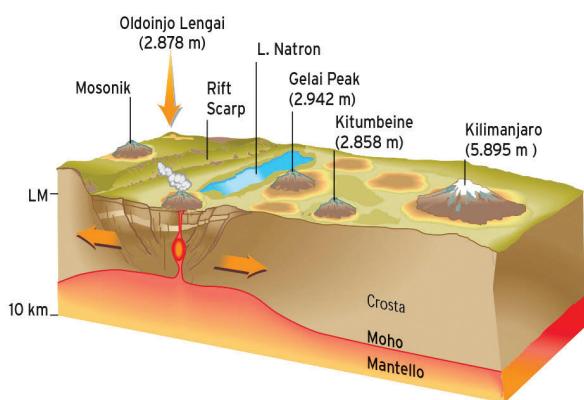


Fig. 7 - Diagramma a blocco schematico del rift continentale africano all'altezza dell'Oldoinyo Lengai, con riportati i principali vulcani, il muro della Rift Valley e il Lago Natron (disegno dell'autore ripreso da Lupi et al., 1999).

Alla sommità sono presenti due crateri separati da una cresta che definisce il punto più alto (Fig.8).

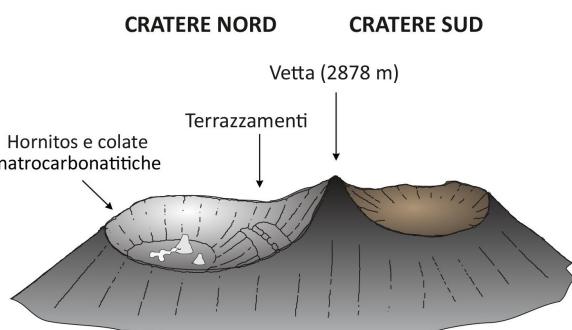


Fig. 8 - Disegno schematico della sommità dell'Oldoinyo Lengai (disegno dell'autore).

In passato il vulcano ha più volte eruttato lave a composizione nefelinitica-fonolitica, tufi ed agglomerati, che oggi costituiscono la stragrande maggioranza dell'edificio (Dawson, 1987). Il cratere sud, che esprime un'attività più antica con emissione di tufi e lave fonolitiche (*Lengai I*), è ormai inattivo e si presenta come una depressione ovale e poco profonda, riempita di cenere, bombe vulcaniche e vegetazione. Dopo il collasso dell'edificio, avvenuto circa 10000 anni fa (Klaudius & Keller, 2006), si è formato un nuovo apparato che ha emesso tufi e lave nefelinitiche (*Lengai II*) ed originato il cratere nord (Fig. 9). Dawson (1987) distingue, in questa attività post-collasso, i prodotti della parte intermedia dell'edificio vulcanico (*Lengai II A*: tufi e lave nefelenitiche) da quelli della parte sommitale del nuovo apparato (*Lengai II B*: tufi e lave nefelinitiche, tufi nefelinitici a melilite, tufi carbonatitici). Per quanto riguarda l'area sommitale, si rileva che è costituita in stragrande maggioranza da nefeliniti a combeite-wollastonite (CWNs) e da prodotti piroclastici nefelinitici a combeite-wollastonite-melilite emessi da attività esplosive storiche (1917, 1940 e 1966/67). All'interno del cratere nord, al tetto della sequenza, troviamo poi lave recenti (più o meno alterate) a composizione natrocarbonatitica; è proprio per queste lave che l'Oldoinyo Lengai è divenuto una

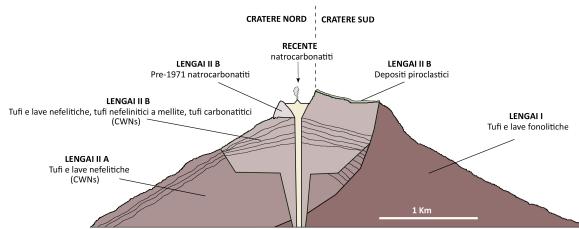


Fig. 9 - Sezione trasversale del cono superiore dell'Oldoinyo Lengai, con indicata la geometria e la stratigrafia delle unità strutturali Lengai I e Lengai II (modificato da France et al., 2021).



Fig.10 - Il maestoso cono dell'Oldoinyo Lengai, visto dal bordo del cratere dell'Empaakay, con la sua caratteristica sommità (foto dell'autore, spedizione del 1995).

fonte di attrazione per geologi e appassionati.

Il cratere nord (Fig.11) mostra un diametro di 250 m e ripide pareti alte da 5 a 50 m. L'attività effusiva, prevalentemente tranquilla, è caratterizzata da lave a composizione natrocarbonatitica che vengono eruttate da strutture tipo hornitos presenti sul fondo; sulla base dei report storici e delle indagini sul terreno (Dawson et al., 1995) questo tipo di attività dura da almeno 100 anni. Sembra, quindi, che il vulcano abbia gradualmente diminuito l'intensità della sua attività effusiva, spostandola dal cratere sud al cratere nord attualmente attivo. Ad essa si alternano episodi moderatamente esplosivi, con dinamica stromboliana e/o vulcaniana, durante i quali vengono emesse ceneri sodiche, talvolta contenenti globuli di minerali silicatici smescolati (Keller & Krafft, 1989). Se consideriamo l'edificio vulcanico nel suo complesso, si può rilevare che per il 60% è costituito



Fig.11 - Il cratere nord dell'Oldoinyo Lengai visto dalla cresta che lo separa dal cratere sud. Al suo interno sono visibili gli hornitos dai quali sono uscite varie colate. Si distinguono i centri di emissione e le lave più recenti perché molto scure (foto Paolo Papale, spedizione del 1996)

da prodotti del *Lengai I*, per il 35% da quelli del *Lengai II*, per appena il 5% dalle carbonatiti recenti.

L'Oldoinyo Lengai possiede anche un'intensa attività fumarolica lungo la parete nord del cratere attivo e, trasversalmente da ovest ad est, lungo la sua superficie. Le fumarole depositano sublimati di zolfo ed altri minerali idrotermali nelle zone circostanti ed hanno una temperatura variabile dai 73° ai 143° C. I gas emessi sono rappresentati da anidride carbonica (96.6 %) e da percentuali subordinate di H₂, H₂S e N₂. Perciò che riguarda la struttura dell'edificio vulcanico, il particolare più appariscente è rappresentato dai numerosi solchi radiali scavati sui suoi fianchi dal dilavamento delle acque meteoriche; tali solchi, che si dipartono dalla sommità per giungere a valle e diramarsi ancora per molti chilometri, nei tratti di maggior pendenza possono raggiungere profondità intorno alla cinquantina di metri. Nel tratto superiore del pendio est si può osservare un'ampia area depressa (probabilmente dovuta a colllassamento), profonda dai 300 ai 500 m, a cui è stato assegnato il nome di "Abisso est (Eastern Chasm)". Sempre lungo i fianchi del vulcano troviamo strutture come gli anelli di tufo (tuff-ring) ed i coni di tufo (tuff-cone). Vi si rilevano ancora coni di dimensioni più contenute e crateri da esplosione freatica legati a fagliazioni minori lungo il rift principale.

Caratteristiche delle lave natrocarbonatitiche

L'Oldoinyo Lengai è l'unico vulcano al mondo che erutti lave senza traccia di silice. Si tratta piuttosto di una miscela di carbonati di sodio e di potassio, caratterizzata da fenocristalli di fasi alkali carbonatiche di Nyerereite ($\text{Na},\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$) (il nome deriva da Julius Nyerere, primo presidente tanzaniano e padre spirituale della nazione) e di Gregoryte ($\text{Na},\text{Ca},\text{K}_2\text{CO}_3$) (il nome deriva dall'esploratore scozzese John Walter Gregory). Questi due rari minerali, che in sezione petrografica si presentano immersi in una pasta di fondo ricca in silvite e cloruri, sono carbonati anidri estremamente solubili a contatto con l'acqua per cui sono soggetti a rapida alterazione atmosferica. I geologi stanno ancora cercando di capire come mai nel Gregory Rift si verifica l'emissione di lave a composizione natrocarbonatitica. Una spiegazione potrebbe trovarsi nelle seguenti considerazioni: a) il magma si origina nel mantello sotto una pressione molto forte; b) il magma che si forma a grande profondità sotto l'Oldoinyo Lengai contiene una quantità eccezionalmente alta di biossido di carbonio (rispetto ad altri vulcani continentali) che dà luogo a carbonati; c) man mano che il magma risale verso la superficie e si scinde nei suoi componenti a causa del calo di pressione e di temperatura, essendo più leggeri i carbonati ricchi di sodio e di potassio finiscono per fuoriuscire. La particolarità nasce dal fatto che, durante l'attività effusiva, le lave natrocarbonatitiche raggiungono a malapena temperature di 500-600°C (Keller & Krafft, 1989) mentre quelle di altri vulcani (ad esempio, le lave toleitiche basaltiche dei vulcani hawaiani) raggiungono temperature praticamente doppie, 1000-1200°C). Nonostante le basse temperature, per la mancanza di silice queste lave sono talmente fluide da sembrare più pece liquida o petrolio che magma. È anche per la loro bassa viscosità (direttamente legata alla temperatura e alla struttura), quindi, che si originano formazioni geologiche mai osservate in natura. Interessante è anche la modalità con cui la lava fuoriesce da

strutture tipo hornitos, alte fino a 15 m; essa è spinta blandamente dai gastrabocca con continui zampilli e spruzzi, per ricadere sul fianco delle stesse strutture e generare colate piccole e piccolissime (pur in miniatura, esse ricordano da vicino quelle gigantesche create dalla normale attività dell'Etna o dai vulcani hawaiani) che corrono velocissime, aggirando gli ostacoli più grandi, fino a ricoprire una parte del fondo del cratere e a dividersi in più bracci per creare altre colate (Fig.12). Le piccole colate (dello spessore di qualche centimetro e larghe in media una trentina di centimetri), che presentano in superficie aspetti tipici delle colate basaltiche "pahoehoe", sono caratterizzate da un canale centrale (profondo alcuni centimetri) dotato di spessi margini che lo separano da zone laterali lisce e rialzate; talvolta esse vanno a sovrapporsi a colatine precedenti.



Fig. 12 - Paolo Papale e Luca Lupi sono alla base di un hornito dal quale fuoriescono, con vari fiotti, piccolissime e nere colate di lava natrocarbonatitica che si sovrappongono l'una sull'altra (foto Giampiero Cacciolatti, spedizione del 1995).

Quando l'attività di degassamento è maggiore, come osservato nella spedizione del 1996, la lava è emessa attraverso l'esplosione in superficie di grosse bolle che si gonfiano dalla base dell'hornito (Fig.13). Il materiale espulso e frantumato, con dinamica molto simile alle eruzioni di tipo stromboliano, ricade sul bordo dell'hornito convogliandosi in colate un po' più grandi, fino a qualche metro di sezione e decine di metri di lunghezza (Fig. 14).



Fig. 13 - Lava che esce dall'hornito con dinamica molto simile alle eruzioni di tipo stromboliano (spedizione del 1996).



Fig. 14 - Colata che si origina dalla base dell'hornito, lunga una trentina di metri e spessa circa 20 cm (spedizione del 1996).

Durante le tre spedizioni, cui ho partecipato negli anni '90, la pur breve (pochi giorni o addirittura una sola notte) permanenza all'interno del cratere ha permesso di constatarvi sia la "nascita" di nuovi centri eruttivi, sia la loro capacità di cambiare la morfologia dei precedenti. Appena eruttate le lave natrocarbonatitiche sono sempre

nere, ma da una stagione all'altra cambiano colorazione. Durante la stagione delle piogge (ottobre-dicembre ed aprile-maggio), nella spedizione del novembre 1995, con il passare del tempo e con l'allontanamento dal centro di emissione è stato osservato che le lave divenivano abbastanza velocemente di colore grigio scuro e che poi assumevano tinte variabili da giallo-ocra a marrone-verdastro (Fig. 15). Nella stagione secca (spedizioni luglio-agosto 1996 e giugno 1997),



Fig. 15 - Nella spedizione del novembre 1995 è stato possibile riscontrare un sostanziale cambiamento di colore della lava (da nero a giallo-ocra fino a marrone-scuro) in funzione dell'aumento del grado di alterazione.

invece, dal nero pece si passava ad un colore decisamente bianco (Figg.16, 17). Per avere un'idea sulla velocità con cui varia il colore delle lave a causa dell'alterazione, si è cercato di marcire con un pennarello alcune loro zone per riesaminarle in seguito. È stato così possibile appurare che: dopo poche ore dall'effusione i primi effetti dell'alterazione erano già visibili; nell'arco di un paio di giorni si formavano minerali secondari, le colate natrocarbonatitiche avevano assunto un colore grigio chiaro e dopo circa una settimana un colore bianco candido (Fig. 17). È ragionevole supporre, quando le piogge sono rare e il contenuto di umidità dell'aria è minimo, che ci sia la tendenza a rallentare il processo di alterazione e di decomposizione delle lave in varie colorazioni e che durante tale periodo il processo di alterazione avvenga con modalità diverse, manifestandosi sotto forma di rapido disfacimento dei prodotti erutti anziché di lente trasformazioni.



Fig. 16 - Colata natrocarbonatitica osservata durante la spedizione del 1996; il suo canale attivo, nelle zone prossimali, presentava una larghezza variabile da 40 cm ai 50 cm e una profondità di soli 20-30 cm.

Poco tempo dopo che si sono solidificate, le lave natrocarbonatiche si fratturano a forma di un reticolo da cui escono i gas vulcanici caldi rimasti intrappolati. I gas a contatto con l'aria raffreddano e condensano, depositando lungo i bordi incrostazioni minerali di qualche centimetro e di colore bianco, giallo o marrone (chiamate "dita di sale" o "efflorescenze"; Fig.18). Queste incrostazioni sono costituite da minerali secondari che si depositano secondo un preciso ordine: 1) 70% termonatrite ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$); 2) 10% aftitalite ($(\text{Na},\text{K})_2\text{SO}_4$); 3) halite (NaCl); 4) silvite (KCl).



Fig. 17 - Durante la spedizione del 1996 è stata osservata in dettaglio la variazione del colore delle lave in funzione dell'altezza.

L'osservazione diretta della veloce alterazione di queste lave ha consentito di identificare i tre principali processi responsabili della formazione di minerali secondari: 1) la sublimazione da gas vulcanici che fuoriescono dalle colate in raffreddamento; 2) l'alterazione atmosferica e l'interazione con l'acqua piovana; 3) la reazione nelle zone fumaroliche. Nei periodi di maggiore attività effusiva queste colate possono aumentare di dimensioni e uscire dal bordo del cratere per alcune centinaia di metri (Figg. 19-20).



Fig.18 - Incrostazioni di minerali secondari che si depositano sui bordi delle fratture delle lave creando strane composizioni (spedizione del 1997).

Episodi esplosivi: la montagna che cambia colore

Gli scienziati hanno verificato che a lunghi periodi (possono durare da mesi ad anni), caratterizzati dalla particolare attività effusiva, si alternano periodiche fasi esplosive (della durata di settimane o mesi) localizzate quasi esclusivamente nella zona nord del cratere; durante tali fasi, con dinamica vulcaniana e pliniana, vengono emesse ceneri sodiche contenenti globuli di minerali silicatici smescolati. Il cratere nord, quando fu vi-



Figg. 19, 20 - Foto aerea del cratere nord dell'Oldoinyo Lengai. Le lave natrocarbonatitiche, uscite dagli hornitos visibili al centro, hanno riempito tutto il cratere e sono tracimate fuori imbiancando le pendici del vulcano (foto di William Calvin, 2006).

sitato da Jaeger (1904) e Reck (1913), era poco profondo; in seguito si è approfondito ed il muro sud, che lo separava dal vecchio cratere, si è innalzato e scomposto in numerosi “terrazzamenti” dovuti probabilmente ai movimenti continui della bocca eruttiva verso nord. Nubi di cenere ricche di soda, alte più di 5000 m, sono state emesse durante alcune eruzioni esplosive intense, imbiancando i pendii. Ci sono state una quindicina di eruzioni esplosive da quando i primi esploratori hanno raggiunto la terra dei Maasai intorno al 1880. Tra le eruzioni più recenti si ricordano quelle avvenute

nel 1917, nel 1926, nel 1940, nel 1966-67 e nel 2007-2008 (Fig.21). I periodi di lunga quiescenza del vulcano sono stati accertati con difficoltà a causa della mancanza di osservazioni continue da effettuarsi in prossimità del cratere. L'insieme dei rapporti, sino ai giorni nostri, abbraccia un periodo di 120 anni nei corso del quale l'Oldoinyo Lengai è entrato in attività esplosiva una dozzina di volte. Una delle sue più violente manifestazioni è quella del 1917, quando la ricaduta di cenere è stata segnalata fino a 130 Km di distanza (Richard, 1942; Dawson, 1968).

Nel corso di questo secolo il vulcano ha eruttato varie volte nubi di cenere bruna; misteriosamente, però, dopo ogni eruzione le sue pendici



Fig. 21 - Il vulcano Oldoinyo Lengai, visto da ovest il 27 settembre 2007 (foto di Jen Shoemburg, Global Volcanism Program Smithsonian Institution, <https://volcano.si.edu/>), con il cratere sud in primo piano.

sono divenute bianche, proprio come una “montagna che cambia colore”. Nel 1960, quando dal vulcano è uscito anche un fiume di lava, il Servizio Geologico dell'allora Tanganica ne ha esaminato alcuni campioni; ha così scoperto che la roccia eruttata, sconosciuta fino ad allora, era costituita in gran parte da un sale alcalino: il carbonato di sodio (Na_2CO_3). Il cambio di colore della montagna è stato spiegato nel modo seguente: dopo una pioggia i carbonati presenti nella cenere si dissolvono e si ricristallizzano, avvolgendo il vulcano con una coltre bianca di soda per bucato; le piogge successive portano via la soda lasciando solo la cenere insolubile per cui il Lengai riprende il suo normale colore bruno.

Le carbonatiti

Le rocce vulcaniche ricche di carbonati sono molto rare e, tranne rare eccezioni come i prodotti effusivi dell'Oldoinyo Lengai, sono limitate a prodotti piroclastici. Sono classificate come carbonatiti solo se i carbonati sono superiori al 50%. Ne esistono di differenti tipologie distinguibili in base alla composizione del carbonato dominante e per definirle si utilizza il diagramma chimico riportato in Fig. 22 (Woolley & Kempe, 1989). Si identificano quindi i termini di: calciocarbonatite, magnesio-carbonatite, ferrocarbonatite (presenza di un carbonato ankeritico) e natrocarbonatite (presenza di carbonati di Na, K e Ca). Se si trova la presenza di carbonati primari in misura maggiore del 10% ma minore del 50% si aggiunge l'aggettivazione calcitica (o dolomitica o ankeritica) al nome della roccia. Se la quantità del carbonato invece è del tutto secondaria (minore del 10%), si aggiunge al nome della roccia la specifica contenente calcite (o altro carbonato riscontrato).

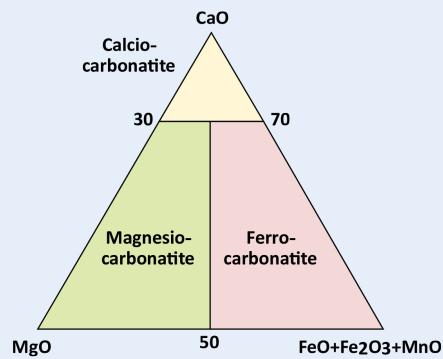


Fig. 22 - Schema di suddivisione delle varie carbonatiti (da Woolley & Kempe 1989, modificato dall'autore).



SCAN IL QR CODE E GUARDA IL VIDEO:

OLDOINYO LENGAI COLATE CARBONATITICHE
(Spedizione 1995)



Bibliografia

Brantley S.L. & Koepenick K. W. (1995) - *Measured carbon dioxide emissions from OldoinyoLengai and the skewed distribution of passive volcanic fluxes Available to Purchase.* Geology, 23 (10): 933-936.

Dawson J.B. (1962) - *The geology of OldoinyoLengai.* IIème Partie Contributions Envoyées Directement Au Bulletin Volcanologique, 24: 349-387.

Dawson J.B. (1989) - *Sodium carbonate extrusions from OldoinyoLengai, Tanzania: implications for carbonatite complex genesis.* In: Bell K. (ed) Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London, 255-277.

Dawson J.B. (1992) - *Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector.* Tectonophysics, 204 (1-2): 81-83.

Dawson J.B., Garson M.S. & Roberts B. (1987) - *Altered former alkaliccarbonatite lava from OldoinyoLengai, Tanzania: Inferences for calcite carbonatite lavas.* Geology, 15 (8).

Dawson J.B., Smith J.V. & Steele I.M. (1992) - *1966 ash eruption of the carbonatite volcano OldoinyoLengai" mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas.* Mineralogical Magazine, 56 (382): 1-16.

France L., Brouilletta B. & Lang S. (2021) - *Early carbonatitemagmatism at OldoinyoLengai volcano (Tanzania): carbonatite-silicate melt immiscibility in Lengai I melt inclusions.* Comptes Rendus Géoscience - Sciences de la Planète, 353 (2): 273-288.

Keller J. & Krafft M. (1989) - *Temperature Measurements in Carbonatite Lava Lakes and Flows from OldoinyoLengai, Tanzania.* Science, 168-170.

Keller J. & Zaitsev A.N. (2006) - *Mineralogical and chemical transformation of OldoinyoLengainatrocyanotocarbonatites, Tanzania.* Lithos, 91: 191-207.

Keller J., Zaitsev A.N. & Wiedenmann D. (2006) - *Primary magmas at OldoinyoLengai: The role of olivine melilitites.* Lithos, 91(1): 150-172.

Kervyn M., Ernst G.G.J., Klaudius J., Keller J., Mbede

E. & Jacobs P. (2008) - *Remote sensing study of sector collapses and debris avalanche deposits at Oldoinyo Lengai and Kerimasi volcanoes, Tanzania.* International Journal of Remote Sensing, 29(22): 6565-6595.

Klaudius J. & Keller J. (2006) - *Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania.* Lithos, 91: 173-190.

Le Bas M.J. (1977) - *Carbonatite-nephelinite Volcanism, An African Case History.* John Wiley & Sons.

Lupi L. (2008) - *Oloinyo Lengai, diari di tre spedizioni (1995-97) sul vulcano sacro dei Masai.* Gram-Digital, Pontedera.

Lupi L., Papale P., Rosi M. & Stoppato M. (1999) - *Vulcani.* Mondadori Editore, collana Tutto, Milano.

Mitchell R.H. (2009) - *Peralkalinene-phelinitenatrocyanotocarbonatite immiscibility and carbonatite assimilation at Oldoinyo Lengai, Tanzania.* Contrib. Mineral. Petrol., 158: 589-598.

Mugnos S. (1999) - *Caratteristiche morfologiche e tessitura delle lave carbonatitiche dell'OldoinyoLengai (Tanzania).* Tesi di laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa.

Nielsen T.F. & Veksler I.V. (2002) - *Is natrocyanotocarbonatite a cognate fluid condensate?* Contributions to Mineralogy and Petrology, 142(4): 425-435.

Simonetti A., Bell K. & Shady C. (1997) - *Trace and rare-earth-element geochemistry of the June 1993 natrocyanotocarbonatite lavas, Oldoinyo Lengai (Tanzania): Implications for the origin of carbonatite magmas.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 75: 89-106.

Vaughan R.G., Kervyn M., Realmuto V., Abrams M. & Hook S.J. (2008) - *Satellite measurements of recent volcanic activity at OldoinyoLengai, Tanzania.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 173 (3): 196-206.

Zaitsev A.N. & Keller J. (2006) - *Mineralogical and Chemical Transformation of Oldoinyo Lengai Natrocyanotocarbonatites, Tanzania.* Lithos, 91: 191-207.

Woolley A.R. & Kempe D.R.C. (1989) - *Carbonatites: nomenclature, average chemical composition, and element distribution.* In: Fitton, J.G. e Upton, B.G.J. (Ed.), Carbonatites: genesis and evolution, Unwin Hyman, London, 1-14.