

ALFREDO RITTMANN

LAVE A PILLOW ED IALOCLASTITI

Nella letteratura mondiale si descrivono talvolta delle lave a pillows che in realtà sono tutt'altra cosa. In questi casi vari autori si sono lasciati ingannare da forme globulari o tondeggianti simili a quelle dei veri pillows, senza però aver osservato né la struttura e tessitura interna di tali globi, né il materiale ad essi associato. Spesso errori del genere sono dovuti anche al fatto che le caratteristiche delle lave a pillows sono obliterate o distrutte dall'alterazione e da un più o meno avanzato metamorfismo. Chi infatti non ha mai visto delle formazioni di lave a pillows ed ialoclastiti, appena alterate, avrà certamente delle difficoltà a riconoscerle nello stato metamorfico ed a distinguerle da altre forme globulari.

E' quindi necessario conoscere prima l'aspetto dei diversi tipi di lave globulari.

Tutti i vari tipi di pillows non alterati (fig. 1) sono caratterizzate da una crosta di vetro nerastro compatto con spessore da 1 a 2 cm, mentre verso l'interno il vetro passa gradatamente in una roccia microcristallina con o senza piccoli fenocristalli. La formazione di una siffatta crosta vetrosa è evidentemente dovuta al brusco raffreddamento di una lava basica molto fluida a contatto con acqua fredda. La formazione di pillows deve quindi essere legata ad eruzioni di magmi basaltici o tefritici in fondo al mare.

Un attento esame di vere lave a pillows e di ialoclastiti e della loro posizione stratigrafica, ha infatti dimostrato che esse sono *senza eccezione* formazioni subacquee.

In quanto alla struttura interna dei pillows si possono distinguere tre tipi fondamentali.

Il tipo più diffuso è quello a struttura raggiata (fig. 1 a) dovuta alla contrazione termica del pillow già solidificato in via di raffreddamento. Per lo più le singole « colonne » o meglio « piramidi », sono

suddivise da fessure trasversali che, nel loro insieme, possono accennare una struttura subordinata concentrica.

In un secondo tipo (fig. 1 *b*) di pillows si osserva una struttura di gusci bollosi concentrici mentre le fessure radiali sono appena accennate.

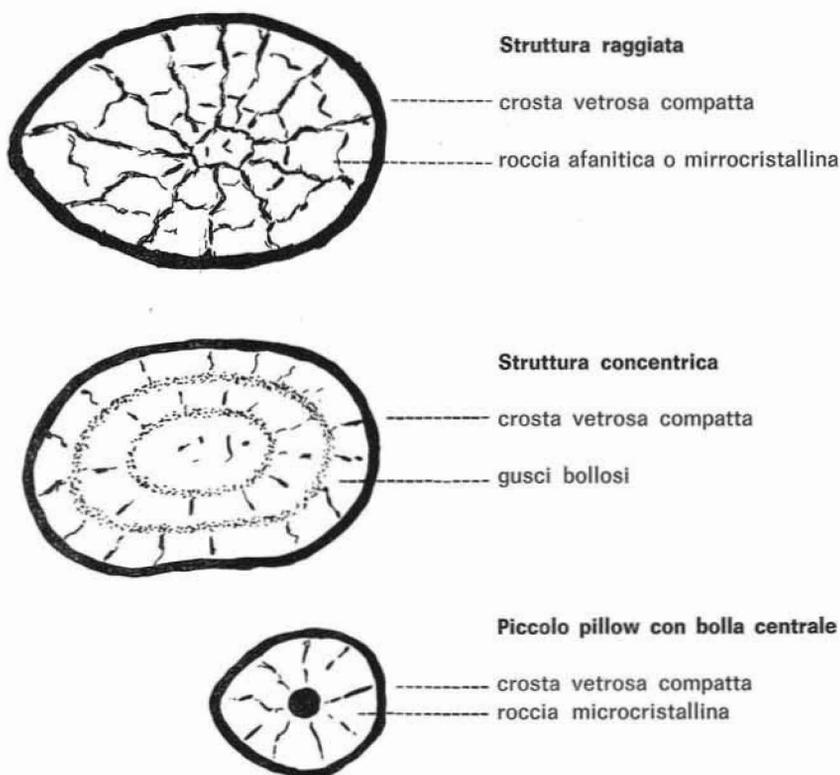


Fig. 1. — Strutture tipiche dei pillows.

Il terzo tipo (fig. 1 *c*) è rappresentato da piccoli pillows che racchiudono una grande bolla centrale. In genere i pillows hanno forme globulari o rotondeggianti, sebbene esistono, anche se raramente, forme tubolari o irregolari. Altri schizzi di forme globulari sono rappresentate nella fig. 2.

I bulbi delle colate pahoehoe possono essere confusi con pillows, specialmente se esposti in sezioni. Anche questi bulbi hanno delle croste vetrose ma, a differenza di quelle compatte dei pillows, sono finemente bollose come lo è anche la loro parte interna.

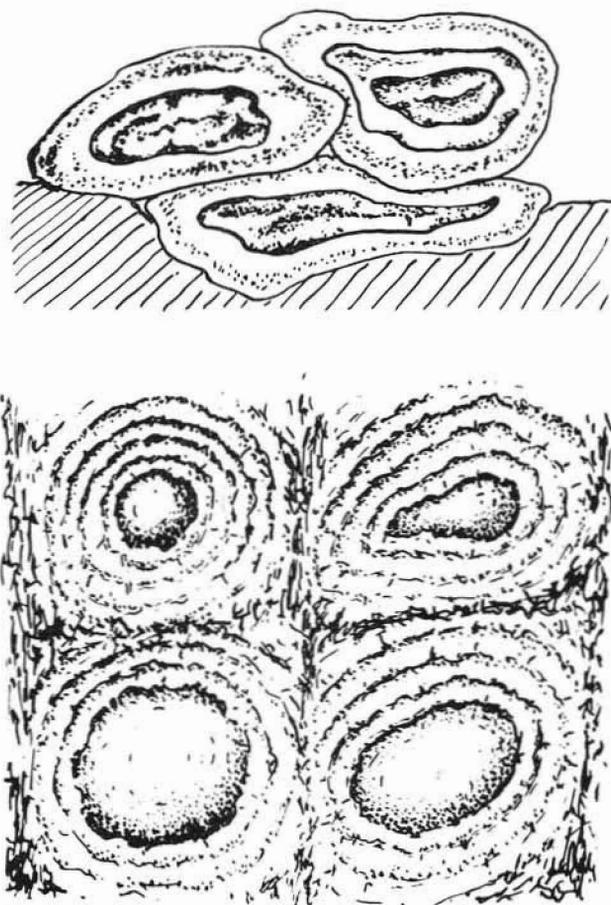


Fig. 2. — *a*) Sezione attraverso una lava pahoehoe della varietà a «budella». *b*) Forme globulari «cipollari» dovute all'alterazione ed alla desquamazione di una lava colonnare.

Un altro tipo di lava globulare (fig. 2 *b*) è dovuta all'alterazione superficiale di lave colonnari. Le acque si infiltrano lungo le fessure

di contrazione termica ed alterano la roccia producendo una desquamazione. Risulta così un centro globulare circondato da gusci concentrici. La differenza di queste forme cipollari dai pillows consiste nella mancanza di una crosta vetrosa e nello stato cristallino uniforme del centro globulare e dei gusci concentrici.

La distinzione di un vero pillow da altre forme simili di origine subaerea o secondaria è molto importante. Infatti, si trovano nella letteratura, parecchi errori nel riconoscimento dei pillows, che hanno avuto come conseguenza degli errori nella interpretazione geologica.

Così per esempio nell'isola Gran Canaria sono state osservate delle lave pahoehoe subaeree in una sezione lungo una nuova strada a ca. 500 m s.l.m. La forma tondeggiante delle sezioni dei bulbi pahoehoe subaerei ha indotto l'osservatore di descrivere dei pillows e di trarre la conclusione fundamentalmente sbagliata che la Gran Canaria si è sollevata dal mare di oltre 500 metri.

Ma anche l'errore opposto è stato fatto da oceanografi che hanno interpretato magnifiche forme di bulbi pahoehoe a 200 m sott'acqua come veri pillows, privandosi così della sicura conclusione che queste lave sono di origine subaerea e che il vulcano ha subito un forte abbassamento tettonico.

Cosa siano i pillows lo sappiamo benissimo, ma è più difficile spiegare come si siano formati. Infatti, tenendo conto della varia natura dei magmi e delle condizioni fisiche e chimiche sul fondo del mare, si nota subito che i fattori che condizionano la formazione dei pillows sono numerosi e in parte variabili. Debbono verificarsi processi fisici con andamento asintotico e reazioni chimiche che variano durante il raffreddamento, cioè processi molto complessi e per lo più interdipendenti. Ogni tentativo di costruire un modello generale che permette un trattamento matematico sarebbe in queste condizioni possibile soltanto trascurando molti fattori, e semplificando altri, cosicché quel modello avrebbe ben poco in comune con gli eventi reali. I risultati di un tale procedimento, creduto rigoroso e degno di una scienza esatta, sarebbero ingannevoli, come lo sono del resto altri modelli tentativamente introdotti in geologia.

Sono perciò convinto che, almeno allo stato attuale della nostra conoscenza, è meglio rinunciare ad un trattamento apparentemente rigoroso del nostro problema e di tentare di rendersi conto approssimativamente di ciò che, probabilmente, avviene durante una eruzione sottomarina di magmi basici e poco viscosi.

Nella maggioranza dei casi si tratta di eruzioni lineari di magma basaltico che si possono verificare soltanto in zone di distensione non orogeniche, sia continentali sia oceaniche.

Eruzioni basaltiche lineari tipiche sono abbastanza frequenti per esempio in Islanda sia sulla terra ferma, sia su fondi di mare sottile e sono state osservate e studiate accuratamente dall'inizio alla fine.

Le eruzioni subaeree di questo tipo sono essenzialmente effusive. Soltanto all'inizio possono verificarsi delle esplosioni freatiche talvolta abbastanza forti, ma quando il magma arriva in superficie, l'attività esplosiva si riduce al lancio di brandelli di lava ed a delle fontane di lava molto spettacolari ma con modesta forza esplosiva. Predomina sempre l'attività effusiva che, particolarmente in un secondo tempo, si concentra in certi punti della fessura, e produce enormi colate di lava liquidissima del tipo « a-a » e di quello « pahoehoe ».

Convieni ricordare rapidamente la genesi di questi due tipi di lava.

Pahoehoe: Da una colata, inizialmente molto fluida, i gas si liberano facilmente in forma di piccole bolle senza lasciar tracce sullo strato superficiale ancora poco viscoso. In seguito al raffreddamento la viscosità di questo strato superficiale aumenta ed ostacola sempre più la liberazione delle bolle. Si forma così una crosta viscosa bollosa che viene trascinata dalla sottostante lava liquida in movimento. Se la velocità di flusso è costante, la crosta non viene deformata e si presenta, dopo il raffreddamento, come una lastra piana con superficie nera lucente, coperta talvolta da piccole rugosità dovute alla fuoriuscita delle ultime bolle di gas. Questa lava è stata paragonata alla pelle di un pesceccane. Se il flusso della lava è accelerato, la crosta si stende ma non si rompe coprendosi con filamenti vetrosi. Se esso è rallentato, la crosta viene compressa e pieghettata o finanche attorcigliata in forma di lava a corde (fig. 3).

Raffreddandosi ulteriormente la crosta si irrigidisce diventando più spessa. Non potendo più deformarsi fluendo, essa si spezza in zolle, se le sollecitazioni, causate dal flusso della lava sottostante, superano la resistenza alla rottura in un lasso di tempo minore del tempo di rilassamento. La lava fluida nell'interno della colata esercita una pressione idrostatica tanto più forte quanto è la pendenza del sottosuolo. Essa penetra nelle fratture della crosta e fuoriesce in superficie, formando piccolissime colate secondarie o — più o meno

frequentemente — bulbi tondeggianti, i quali sovrapponendosi formano la lava a budella (fig. 3).

Tutte queste forme sono caratterizzate da una *crosta continua, vetrosa e finemente bollosa* e vengono chiamate nel loro insieme come *lave pahoehoe* (termine hawaiano).



Fig. 3. — Lava pahoehoe « a budella » del Vesuvio (secondo F. v. Wolff, 1914).

A-A lava: Se la colata di lava è dall'inizio più viscosa la liberazione dei gas è ostacolata e la loro tensione è più alta di quella nelle lave fluide. D'altro canto il raffreddamento in superficie produce un aumento esponenziale della viscosità. Si forma quindi una spessa crosta altamente viscosa difficilmente deformabile. In seguito alla contrazione termica si formano numerose piccole fessure lungo le quali la pressione esterna si abbassa a quella atmosferica, mentre in un primo momento la tensione interna dei gas è molto più alta. Questo disequilibrio causa una rapida degassazione della crosta lungo le fessure, un allargamento di queste ed una frantumazione in blocchi scoriacei, pieni di grosse bolle irregolari.

Questi blocchi spinosi e frastagliati vengono trasportati dalla colata sottostante, urtando fra di loro, rotolano e si arrotondano. Colate con la superficie formata da un ammasso di questi blocchi scoriacei (« clinker ») è detta lava « a-a ».

Nelle eruzioni effusive che avvengono in un mar sottile il meccanismo eruttivo rimane lo stesso, ma i fenomeni in superficie sono molto diversi. Infatti, al contatto del magma con l'acqua si verificano fortissime esplosioni di vapore; cosicchè invece delle fontane di lava si osservano enormi nubi bianche di vapore attraversate da lanci a forma di cipressi di materiale lavico sminuzzato e di colore nero. Questo materiale incoerente si accumula sul posto e può formare una nuova isola. Appena la bocca attiva emerge dal mare, l'attività visibile cambia in quella di fontane di lava e di copiosi efflussi di lava fluida.

Confrontando il materiale emesso nella fase eruttiva sottomarina con quello della fase subaerea si constata una notevole differenza: il primo è rappresentato da lapilli e sabbie vetrose (\pm alterate e di colore marrone) con qualche frammento di lava o bomba più grande, il secondo invece dalle solite scorie lanciate nere più grandi e spesso più o meno saldate. E' evidente che la maggiore frantumazione del materiale emesso da una bocca sottomarina è dovuto alla lacerazione a causa delle violente esplosioni di vapore ed alla tempra subita al contatto con l'acqua. Inoltre, questi depositi mostrano spesso una certa stratificazione ed una gradazione nei singoli banchi, causata da una classazione durante il volo in aria e durante la sedimentazione in acqua poco profonda. Questi depositi hanno quindi delle caratteristiche ibride tra ialoclastiti e tufi.

Fin qui possiamo basarci sull'evidenza diretta; ma quando si tratta di eruzioni in mare più profondo, dove le esplosioni non possono più raggiungere la superficie, questa evidenza viene a mancare. Talvolta si sono percepiti con un geofono strani rumori; altre volte sono stati rinvenuti pesci di specie abissale morti (lessati), galleggianti sulla superficie del mare. Simili indizi lasciano supporre che la causa sia una eruzione sottomarina, ma non permettono deduzioni sull'andamento di essa. Conoscendo però il meccanismo eruttivo, possiamo immaginare che cosa deve succedere se il magma erompe sul fondo del mare.

Nelle effusioni di magmi basici sul fondo di un mare più profondo, la lava liquida viene a contatto con l'acqua e si copre rapidamente di una crosta vetrosa. Nel guscio esterno della crosta si formeranno delle screpolature per causa della brusca contrazione termica. L'acqua penetrando nelle minute fessure viene trasformata in vapore

che, espandendosi, contribuisce allo sgretolamento del vetro in piccoli frammenti. Questi frammenti accumulandosi, formano una ialoclastite. La copertura della lava con uno strato di ialoclastite, ancora sciolta ed altamente porosa, non impedisce l'accesso dell'acqua, cosicchè il processo di ialoclastite può proseguire fin quanto vi è ancora lava liquida; la coltre ialoclastitica può acquistare così una grande potenza.

Il vapor d'acqua compresso salirà verso l'alto, ma verrà rapidamente condensato mentre i gas magmatici che si sprigionano dalla lava vengono sciolti nell'acqua durante la lunga salita. Si creano così correnti di convezione termica, capaci di rimaneggiare la ialoclastite già formata, denudando la colata lavica che viene così di nuovo direttamente a contatto con l'acqua fredda. L'acqua infatti in seguito alla convezione, affluisce continuamente dai lati, determinando la formazione di nuove ialoclastiti in gran quantità. In condizioni favorevoli, e specialmente in fondo al mare relativamente sottile (ca. da 50 a 300 m), si formano così depositi ialoclastitici che possono raggiungere grande potenza (fino a 200 m), se le eruzioni continuano per molti mesi o per anni.

La colata lavica sottomarina è coperta da una crosta vetrosa continua, analoga a quella delle lave pahoehoe subaeree ma meno bollosa. E come questa, essa viene trascinata dalla colata e deformata. Se le sollecitazioni dovute a questi movimenti superano la resistenza alla rottura, la crosta si spacca e attraverso queste aperture fuoriesce lentamente la lava. Alla superficie di una tale colata coperta da ialoclastite piena d'acqua, una protuberanza in formazione si copre subito di una nuova crosta vetrosa e verso l'interno passa gradatamente a

Nota: Sartorius v. Waltershausen creò il nome «palagonite» per indicare i frammenti di *vetro fresco*, credendo che si trattasse di un minerale, mentre gli accumuli di questi frammenti furono chiamati «tufi palagonitici». Questo termine è stato poi applicato in Islanda anche alle più diverse formazioni di tipo elastico, come per esempio a lave subglaciali frantumate, a morene glaciali, a prodotti del soliflusso, a banchi di scorie, a veri tufi subaerei, a depositi alluvionali ecc. Per eliminare questa confusione e per il fatto che l'autentico «tufo palagonitico» non è un tufo (materiale piroclastico subaereo cementato), ho proposto di sostituire questo termine infelice con quello di *ialoclastite* che si riferisce alla origine di questo materiale. Questo nuovo termine è stato accettato universalmente. Il termine «palagonitizzazione» per indicare l'alterazione del vetro fresco delle ialoclastiti (cioè della «palagonite» del v. Waltershausen) è naturalmente illogico e deve essere eliminato.

gusci meno viscosi fino ad un nucleo fluido. L'afflusso di nuova lava attraverso l'apertura nella crosta della colata accresce il volume del bulbo e la sottile crosta vetrosa già irrigidita viene frantumata, mentre il guscio molto viscoso si estende senza rottura. Anche il canale di alimentazione si copre di una crosta vetrosa che, man mano si sgretola; se l'afflusso di lava smette, tutto il tubo può essere sgretolato. Rimane allora una massa tondeggiante di lava liquida in un involucro vetroso e altamente viscoso. Raffreddandosi lentamente, la lava comincia a consolidarsi cristallizzando dall'esterno verso l'interno ed a causa della contrazione termica si formano delle colonne (« piramidi ») raggriate. Il risultato è un tipico pillow, che può essere considerato come l'equivalente subacqueo di un bulbo pahoehoe. Analogamente si può dire che alla lava a budella deve corrispondere in condizioni sottomarine un ammasso di pillows con poca ialoclastite.

In una data fase di sviluppo il pillow consiste in una massa di lava liquida in un involucro molto viscoso e tenace. In questo stato il pillow si adatta entro certi limiti alla superficie su cui si depona. Negli ammassi di pillows i più recenti si trovano in alto e si adattano a quelli sottostanti già più solidificati e rigidi. Gli interstizi tra questi corrispondono quindi a delle sporgenze mentre ai pillows stessi corrispondono delle superfici concave del pillow sovrastante. Questo fatto, se ricorrente in un affioramento sufficientemente esteso, lascia riconoscere la posizione originale di un ammasso di pillows dislocato, perchè esso indica la direzione della gravità, anche se i pillows si sono accumulati su un pendio molto inclinato.

Non tutti gli ammassi di pillows sono originariamente come quelli corrispondenti alle lave a budella. Può anche capitare che pillows isolati ed inclusi nelle ialoclastiti siano ammassati passivamente se le ialoclastiti, ancora sciolte, vengono asportate da correnti di convezione o correnti marine, abbastanza forti da smuovere i piccoli frammenti vetrosi ma non i grandi pillows pesanti.

In altri casi, pillows ancora semiliquidi rotolano giù sui fianchi o sul fronte di una grande colata e cadono nel fango che copre il fondo marino. Gli interstizi fra i pillows sono allora riempiti da materiale sedimentario, argilloso, marnoso o calcareo e talvolta fossilifero.

I pillows completamente consolidati sono poco resistenti a causa delle fessurazioni dovute alla contrazione termica. Se essi sono inclusi in ialoclastiti ancora sciolte, basta un leggero movimento di queste, sia per uno spostamento della sottostante colata non ancora solidifi-

cata, sia eventualmente per un assestamento per deformare e frantumare i pillows. Si formano allora delle breccie ialoclastiche, che spesso sono state confuse con breccie vulcaniche d'esplosione o tufi caotici, specialmente se l'ialoclastite è molto alterata, ma questo errore può essere facilmente evitato. Infatti, i blocchi nelle breccie ialoclastitiche sono chiaramente dei segmenti di piramidi (colonne) raggiate e, quelli provenienti dalla parte esterna del pillow, mostrano ancora la crosta vetrosa.

In molte località le ialoclastiti sono attraversate da dicchi che mostrano spesso delle proprietà particolari sconosciute nei dicchi comuni che attraversano rocce solide. Anzitutto questi dicchi, intrusi nelle ialoclastiti quando queste erano ancora sciolte e piene d'acqua, mostrano sempre delle salbande vetrose in tutto simili alla crosta vetrosa dei pillows. Inoltre, le salbande non sono piane come nei dicchi comuni, ma mostrano dei rigonfiamenti a forma di calotte sferiche e in genere ad un rigonfiamento ne corrisponde uno analogo sul lato opposto del dicco. Verso l'alto queste calotte diventano sempre più numerose e le strozzature interposte del dicco si fanno sempre più profonde finchè il dicco viene interrotto e si trasforma in una serie di autentici pillows.

Il Villari (*) ha avanzato la seguente ipotesi per spiegare questo fenomeno: se il magma, salendo lungo una spaccatura nel sottosuolo, si introduce in uno strato potente di ialoclastite piena d'acqua, nella quale la formazione di una fessura è impossibile, si determina la formazione di vapore sotto pressione, che si espande sul fronte della intrusione, producendo così un cuscino di vapore. Mentre il vapore si condensa, la lava penetra nel vuoto potenziale e lo riempie. Questo fenomeno si ripete a brevi intervalli e l'intrusione prosegue a scatti. Ognuno dei sopradescritti rigonfiamenti sarebbe causato dalla formazione di un tale cuscino di vapore. Ammettendo questo modello si constata che, con l'abbassamento della pressione idrostatica, l'espansione del vapore e la sua migrazione verso l'alto diventa più facile e perciò la distanza fra i rigonfiamenti aumenta, la lava segue a pari passo nella parte mediana dell'intrusione mentre ai margini essa subisce una tempra che determina la formazione di salbande vetrose. Talvolta, intrusioni dicchiformi di questo tipo raggiungono la super-

(*) Comunicazione personale (1973).

ficie della coltre ialoclastica ed alimentano colate le quali, a loro volta, subiscono una ialoclastasi e si trasformano parzialmente in pillows.

I pillows, formati in mar sottile, acquistano talvolta una struttura diversa di quella normale. La consueta struttura radiale è appena accennata mentre gusci concentrici pieni di bolle sono molto appariscenti. L'origine di questa struttura aberrante si può spiegare nel modo seguente:

Il pillow che cresce si circonda con una crosta vetrosa abbastanza spessa che ostacola un'ulteriore espansione. La pressione nella lava fluida interna, che contiene ancora una certa quantità di gas in soluzione, aumenta, sia per l'afflusso di nuova lava sotto pressione idrostatica, sia in seguito all'aumento della tensione dei gas termicamente retrogrado. Infatti, il pillow nel suddetto stadio evolutivo rappresenta un sistema chiuso in via di raffreddamento. In seguito alla cristallizzazione progressiva di minerali anidri, i gas si accumulano nella massa fusa restante, aumentandone la tensione di vapore. Se la pressione interna supera la resistenza della crosta vetrosa, questa viene frantumata, ed il sistema chiuso si trasforma in un sistema aperto. La conseguenza è un brusco abbassamento della pressione esterna e con ciò la separazione della fase gassosa in forma di bolle nel guscio immediatamente sotto la zona di cristallizzazione. Questo perchè in quel guscio il contenuto in gas e, quindi, la tensione di vapore sono massimi essendo la diffusione troppo lenta da permettere una distribuzione omogenea dei gas in tutta la massa fusa.

Questo fenomeno può ripetersi più volte causando una serie di gusci bollosi concentrici. Una struttura vagamente simile si può talvolta anche osservare in bulbi di lava pahoehoe subaerea, ma questi non posseggono una spessa crosta vetrosa compatta tanto caratteristica per tutte le varietà di pillows. Una di queste deve ancora essere menzionata: trattasi di piccoli pillows con una crosta vetrosa abbastanza spessa che passa gradatamente ad una roccia cristallina afanitica con una struttura raggiata poco marcata che racchiude una grossa bolla centrale. Ritengo che anche la formazione di questa varietà sia attribuibile all'aumento termicamente retrogrado della tensione dei gas in un sistema chiuso. In un piccolo pillow la resistenza della crosta vetrosa è relativamente grande e non può essere superata dalla pressione interna. Cristallizzando dall'esterno verso l'interno, le bolle di gas vengono spinte verso il centro ove, finalmente, si riuniscono in un'unica grande bolla.

La formazione di ialoclastiti e di pillows nel caso che una colata subaerea raggiunga il mare è stata osservata direttamente dal MOOR e collaboratori durante l'eruzione 1969-1971 ad Hawaii. Anche all'Etna, lo stesso autore con Cristofolini e Lo Giudice, ha constatato prodotti analoghi nella colata del 1381 e in una colata preistorica presso Aci Castello. Si è constatato che tubi di lava pahoe-hoe e pillows si formano se il fondo marino ha una forte pendenza tra 30 e 45 gradi.

Un fatto strano osservato da MACDONALD, da MOOR ed altri e cioè che la cascata nel mare di rivoletti di lava molto calda e fluida non produce vapore o quasi e non è accompagnata da esplosioni. Questo fatto deve essere dovuto al fenomeno di LEIDENFROST, cioè alla formazione immediata di uno strato sottile di vapore che forma in un primo momento un cuscinetto isolante attorno alla lava.

Alcuni studiosi di colate laviche che hanno raggiunto il mare non hanno trovato nessuna traccia di pillows e di ialoclastiti tipiche. Questa apparente contraddizione si spiega facilmente. Per poter formare pillows la lava deve essere molto calda e fluida e deve venir fuori da fratture o bocche secondarie nella crosta della parte sottomarina della colata. Siffatte fratture si formano facilmente se il corso della colata viene accelerato in seguito ad una maggiore pendenza del fondo marino; nelle medesime condizioni avviene anche un'abbondante ialoclasti.

Se le lave sono invece vischiose, la formazione di pillows e di ialoclastiti tipiche non è possibile, come non è possibile che esse formino in condizioni subaeree delle colate del tipo pahoe-hoe, ma soltanto delle colate a blocchi. Eppure anche in questo caso il brusco raffreddamento della lava calda al contatto con l'acqua causa una certa frantumazione in frammenti più piccoli con la formazione di una brecciola sottomarina atipica. A secondo della viscosità della lava possono formarsi dei tipi intermedi tra ialoclastiti tipiche e brecciole difficilmente classificabili.

Finora si è parlato di fenomeni che sono stati osservati direttamente durante eruzioni in mar sottile. Vediamo ora che cosa succede, probabilmente, se una eruzione effusiva avviene sul fondo del mare ad una profondità superiore ai 2100 m, ove la pressione idrostatica supera la pressione critica dell'acqua. In tal caso, al contatto con lava liquida, non si forma vapore. E' quindi improbabile che avvenga una ialoclasti efficace per la quale sarebbe necessaria, come si è detto, la forza espansiva di vapore. La lava acquisterà quindi un aspetto simile alla

pahoehoe subaerea, con la differenza però che essa sarà compatta senza bolle. Minute bollicine che si sono osservate in campioni dragati a profondità oltre i 4000 m possono essere spiegate con la presenza di soluzioni sopracritiche.

In altri luoghi si sono trovate anche delle ialoclastiti sul fondo abissale ma si tratta probabilmente di depositi di materiale ialoclastitico rimaneggiato da corrente torbida.

In condizioni abissali non si forma vapore ma una soluzione pneumatolitica della quale fanno parte anche i gas magmatici come l'anidride carbonica, anche essa in stato sopracritico. Senza dubbio siffatte soluzioni sono chimicamente molto attive e reagiscono durante tutta la durata dell'eruzione con la lava ed i suoi prodotti. Raffreddandosi queste soluzioni diventano idrotermali e continuano ad alterare il materiale lavico, seppure in modo diverso.

Uno studio teorico e sperimentale più approfondito di questi fenomeni fornirebbe certamente risultati molto interessanti che permetterebbero di spiegare l'origine delle spilite ancora discussa. In questo lavoro ci si basa esclusivamente sui fatti osservati in natura e cioè:

- 1) Le spilite sono senza dubbio dovute ad eruzioni vulcaniche sottomarine (intercalate a sedimenti marini formano pillows ed ialoclastiti).
- 2) Esse sono quasi sempre associate con rocce di composizione basaltica (basalti, gabbri, diabasi, ecc.).
- 3) Esse sono geneticamente in relazione con ingenti depositi di diaspro (« radiolariti ») e con giacimenti sottomarini di ossidi di ferro e di manganese.
- 4) Esse contengono quasi sempre carbonati i quali possono anche formare depositi essenzialmente chimici indipendenti ma coevi alle eruzioni sottomarine.
- 5) L'albitizzazione delle spilite è spesso visibilmente dovuta alla sostituzione metasomatica del calcio dei plagioclasti con il sodio.
- 6) La cloritizzazione (o serpentizzazione) dei pirosseni esige un dilavamento del calcio, ad opera di acque termali o soluzioni pneumatolitiche ricche di CO_2 .

Tenendo conto di tutti questi fatti l'ipotesi più probabile sull'origine delle spilite sembra essere la seguente.

Durante l'effusione di magma basaltico sul fondo di un mare profondo si formano al contatto con l'acqua delle soluzioni pneumatolitiche che reagiscono con la lava basaltica, aggiungendo ad essa (o alla sua crosta vetrosa) del sodio proveniente dal mare, dell'acqua e dell'anidride carbonica di origine magmatica.

Il risultato di queste reazioni potrebbe essere una tipica spilite formata essenzialmente da albite e clorite, come in via di ipotesi, viene mostrato schematicamente in tabella.

Purtroppo, gli affioramenti di spilite si trovano quasi tutti in zone più o meno metamorfiche, cosicchè è assai difficile decidere se il modo delle spilite è prodotto dalle reazioni durante e subito dopo l'eruzione o se esso è, almeno parzialmente, dovuto alla metamorfosi epi — o — mesozonale. Sembra probabile che l'epidoto, l'actinolite e la pumpelleyite, che si riscontrano nelle spilite delle formazioni ofiolitiche, abbiano un'origine metamorfica, mentre la clorite, l'albite, la calcite e la titanite (leucoxene) sembrano essere prodotti, almeno virtualmente, già in fondo al mare, perchè soltanto così si possono spiegare i fenomeni collaterali della formazione di diaspro, di carbonati e di ossidi di ferro e manganese, tutti essenzialmente precipitati o flocculati per via chimica.

La frequente presenza di gusci di radiolarie nei diaspri dimostra soltanto che l'aggiunta di silice nel mare in seguito ad una eruzione sottomarina causa un « boom » nella crescita delle radiolarie, come d'altro canto l'arricchimento di bicarbonato di calcio nel mare favorisce la crescita delle foraminifere che si trovano talvolta nei calcari associati a spilite e diaspri. Purchè avvengano questi vari processi connessi alla spilitizzazione, l'eruzione effusiva di magma basaltico deve verificarsi in un mare profondo, in modo che la pressione idrostatica impedisca una troppo rapida espansione del vapore.

L'andamento delle eruzioni sottomarine e la natura dei loro prodotti variano gradualmente con la pressione idrostatica.

Nel mare molto sottile le esplosioni di vapor d'acqua e dei gas vulcanici attraversano la coltre d'acqua, e si perdono nell'atmosfera. Il loro contatto con la lava è troppo breve da poter causare delle reazioni considerevoli.

Nel mare più profondo le esplosioni di vapore e di gas sono molto smorzati e non raggiungono la superficie. Soltanto intorno alla bocca (o fessura) eruttiva si può formare una breccia eruttiva ialoclastica,

Unità di misura = Atomi elettropositivi

Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	Somme	Rocce e minerali	Vol. %
82	27	16	20	18	7	1	3	174	BASALTO	100.0
1								1	quarzo	0.7
42	26			9	7	1		85	labradorite	53.7
39	1	10	20	9				79	pigeonite	41.3
		3					3	6	ilmenite	2.9
		3						3	magnetite	1.4
					+9			+9	+ n . CO ₂ + m . H ₂ O	
55	21			2	16	1		95	albite	58.6
15	6	4	20					45	clorite	27.8
3				3			3	9	titanite	5.6
		6						6	magnetite	3.7
				7				7	calcite	4.3
73	27	10	20	12	16	1	3	162	SPLITE	100.0
9		6		6				21	disciolti nel mare	
9		1						10	precipitati: diaspro ⁽¹⁾	
		5						5	(idr)ossidi di Fe e Mn	
				6				6	calcare ⁽²⁾	

⁽¹⁾ ± radiolari⁽²⁾ ± foraminiferi

contenente frammenti di lava temprata e qualche blocco rigettato. Quando poi l'eruzione entra nella fase effusiva si formano ialoclastiti tipiche e pillows. L'alterazione idrotermale causa per prima la formazione di zeoliti fra le quali predomina phillipsite



Si noti che questa alterazione consiste nell'eliminazione dei componenti ortoclasio ed anortite e quindi in un arricchimento passivo di albite potenziale nel vetro rimanente. E' questo dunque un primo passo in direzione della spilitizzazione. Però è da tener presente che in condizione di mare poco profondo avvengono collateralmente processi di tipo almirolitico.

Con l'aumento della pressione idrostatica l'espansione del vapore viene sempre più ostacolata. Per conseguenza il contatto della lava con le soluzioni pneumatolitiche ed idrotermali diventa più intimo e di maggiore durata, permettendo così la spilitizzazione tipica delle « protofioliti ». Nelle formazioni ofiolitiche si sono sovrapposte gli effetti di una metamorfosi regionale più o meno avanzata.

Questa è la conclusione alla quale arriva un vulcanologo. La parola spetta ora ai mineralogisti, petrografi e geochimici che si occupano dei problemi tanto complessi del vulcanismo sottomarino e dei suoi molteplici prodotti.