



HAL
open science

Processus préparant la construction et l'érosion des deltas de lave formés par les coulées du volcan Kilauea (Pu'u 'O'o-Kupaianaha, Hawaï)

Guillaume Marie

► **To cite this version:**

Guillaume Marie. Processus préparant la construction et l'érosion des deltas de lave formés par les coulées du volcan Kilauea (Pu'u 'O'o-Kupaianaha, Hawaï). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2006, pp.75-90. 10.4000/geomorphologie.528 . hal-00274455

HAL Id: hal-00274455

<https://hal.science/hal-00274455>

Submitted on 12 Aug 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Géomorphologie : relief, processus, environnement

2/2006

Processus préparant la construction et l'érosion des deltas de lave formés par les coulées du volcan Kilauea (Pu'u 'O'o-Kupaianaha, Hawaï)

Processes preparing growth and erosion of the lava deltas formed by the Pu'u 'O'o-Kupaianaha lava flows at Kilauea volcano, Hawaii

GUILLAUME MARIE

p. 75-90

Résumés

La genèse des deltas de lave, formes construites lorsque des coulées de lave atteignent l'océan, est précédée d'une étape initiale durant laquelle un soubassement de débris hydroclastiques s'édifie progressivement. Les coulées de lave construisent sur cette assise une étroite banquette subaérienne, limitée par l'ancienne falaise, qui est soumise dans le même temps à l'érosion côtière. Le rôle des coups de boutoir des vagues sur une roche fortement diaclasée est mis en avant, notamment dans l'éboulement ou le basculement de la marge externe des deltas, voire dans le déclenchement des mouvements de terrain sous-marins responsables d'effondrements en surface. Une étude statistique sur la sismicité a également montré la possible intervention des séismes dans la déstabilisation des débris sous-jacents. La comparaison des traits de côte montre enfin que le littoral des deltas de lave a tendance, au cours des premiers mois, à s'irrégulariser. Les dynamiques côtières régularisent ensuite progressivement les promontoires.

Processes preparing growth and erosion of the lava deltas formed by the Pu'u 'O'o-Kupaianaha lava flows at Kilauea volcano, Hawaii

Lava deltas, i.e. landforms built when lava flows reach the ocean, develop through an initial stage during which hydroclastic debris form a submarine fan. Subsequent lava flows build a narrow subaerial bench over the fan, bounded inland by the preexisting shoreline cliff. Coastal erosion is ongoing even during bench growth. The role of pounding by waves on a densely jointed rock is highlighted, particularly as it initiates rockslides or toppling of blocks along the external margin of the deltas. It also triggers submarine landslides responsible for collapses on the surface. A tentative correlation is drawn between earthquakes and the destabilization of the submarine debris fan. Comparison of coastlines of different ages shows that a lava-delta coastline becomes irregular in plan view during its early months of existence. Then, wave erosion progressively carves away the capes.

Entrées d'index

Mots-clés : delta de lave, hydromagmatisme, mouvement de masse, dynamique côtière, Hawaï

Keywords : Kilauea, lava delta, hydromagmatism, landslide, sea-wave dynamics, Hawaii

Errata

Article soumis le 3 mai 2005, accepté le 26 avril 2006.

Notes de la rédaction

Remerciements

L'auteur tient à remercier J.-C. Thouret, R. Paris, F. Dolique et D. R. Sherrod pour leurs suggestions, qui ont contribué à l'amélioration du manuscrit.

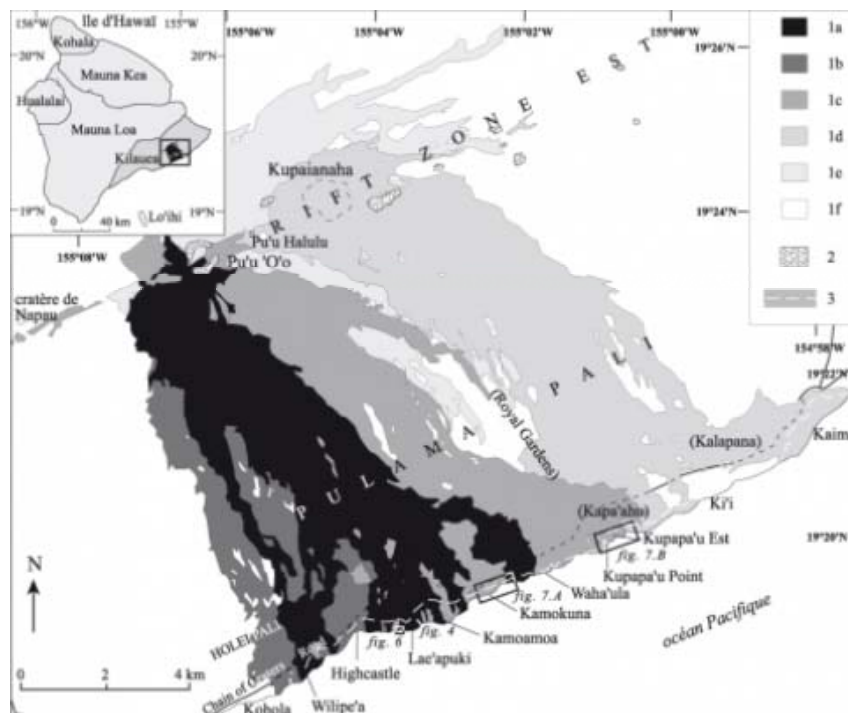
Texte intégral

Introduction

- 1 Le volcan Kilauea, situé au sud-est de la Grande Île d'Hawaï, est considéré comme l'un des volcans les plus actifs au monde avec 62 éruptions depuis 1790. Les éruptions du Pu'u 'Ō'o et du Kupaianaha, du nom des deux principales bouches éruptives, ont émis un volume de lave de plus de 2,6 km³ (équivalent en roche dense) depuis janvier 1983 (Heliker et Brantley, 2004), pratiquement sans interruption (fig. 1). Les coulées de lave atteignent régulièrement l'océan Pacifique depuis 1986, souvent après avoir transité dans un système de tubes de lave. La côte méridionale du Kilauea qui résulte de cet empilement de coulées est constituée de falaises plongeantes hautes le plus souvent de 1,5 à 6 m, mais atteignant parfois 20 m.

Fig. 1 – Localisation des coulées de lave du Pu'u 'Ō'o et du Kupaianaha (1983-2005) et des deltas de lave étudiés.

Fig. 1 – Location of Pu'u 'Ō'o and Kupaianaha lava flows (1983-2005) and of surveyed lava deltas.



Coulées émises 1a : d'octobre 2003 à juillet 2005 ; 1b : de mai 2002 à septembre 2003 ; 1c : de février 1992 à octobre 2003 ; 1d : de juillet 1986 à février 1992 ; 1e : de janvier 1983 à juillet 1986 ; 1f : de 3 000 ans BP à 1840 ; 2 : cône de projections (spatters) ou de tufs volcaniques ; 3 : trait de côte antérieur au début de l'éruption. Sources : E.W. Wolfe, J. Morris (1996) Geologic map of the island of Hawaii, U.S. Geological Survey, 1/ 100 000 ; Map of flows from Pu'u 'Ō'o (25 July 2005), U.S. Geological Survey, site internet du Hawaiian Volcano Observatory, 2005 : <http://hvo.wr.usgs.gov/>.

Lava flows dated 1a : from October 2003 to July 2005 ; 1b : from May 2002 to September 2003 ; 1c : from February 1992 to October 2003 ; 1d : from July 1986 to February 1992 ; 1e : from January 1983 to July 1986 ; 1f : from 3,000 years BP to 1840 AD ; 2 : spatter or tuff cone ; 3 : coastline before the beginning of the eruption. Sources : E.W. Wolfe, J. Morris (1996) Geologic map of the island of Hawaii, U.S. Geological Survey, 1/100,000 ; Map of flows from Pu'u 'Ō'o (25 July 2005), U.S. Geological Survey, web site of the Hawaiian Volcano Observatory, 2005 : <http://hvo.wr.usgs.gov/>.

- 2 Les épisodes éruptifs successifs ont permis un gain de terre d'environ 225 ha aux dépens de l'océan (Heliker et Brantley, 2004). Les formes originales ainsi construites sont appelées deltas de lave, par analogie avec leurs homologues sédimentaires. Dans la littérature francophone, on utilise parfois le terme de plate-forme littorale.
- 3 Les deltas de lave ont une forme en plan généralement convexe, correspondant à

l'expansion des coulées de lave à partir d'un point d'entrée dans l'océan. La forme est parfois polylobée lorsque plusieurs tubes de lave communiquent avec l'océan. Les deltas sont composés de deux parties distinctes : un soubassement de débris laviques, armé de langues de lave sous-marines, sous le niveau de base, et une plate-forme de coulées de lave subaériennes (Mattox et Mangan, 1997). La progression du delta vers la mer et son érosion par effondrement dépendent respectivement de la croissance et de l'instabilité de l'assise de débris.

- 4 Les travaux antérieurs menés sur la côte méridionale de la Grande Île d'Hawaï, s'attachaient à décrire la progression des deltas le long des systèmes de tubes de lave (Hon *et al.*, 1993 ; Kauahikaua *et al.*, 1993), le devenir des coulées sous l'océan (Moore *et al.*, 1973 ; Kelly *et al.*, 1989 ; Tribble, 1991), les mécanismes d'effondrement et les explosions hydromagmatiques résultantes (Mattox et Mangan, 1997) ou l'évolution de ces formes instables sur le plus long terme (Marie, 2003), jusqu'à la formation de formes de corrosion littorale évoluées (Marie, 2002). Cet article présente les formes et les processus préparant la construction et la destruction des deltas de lave pahoehoe actifs et récemment privés de leur alimentation en lave. L'enjeu est de mettre en évidence le décalage temporel qui peut exister entre, d'une part, l'arrivée des coulées à la côte et la genèse du delta et, d'autre part, les épisodes potentiellement morphogènes et le déclenchement de l'érosion.
- 5 Une observation durant huit mois, entre 2000 et 2003, des banquettes de lave en construction a en effet permis de répertorier des formes singulières, témoins des stades initiaux de progression d'une coulée de lave sur le littoral à l'origine de la formation d'un delta. L'intervention des agents sismiques et côtiers dans la déstabilisation ou l'ablation du delta et la question de l'instantanéité du recul de son front sont ensuite abordées. La discussion s'achève sur le rôle majeur joué dans l'érosion de la falaise, à plus long terme, par les dynamiques côtières et les processus gravitaires de versant amorcés par l'action des vagues.

Modalités de construction des deltas de lave

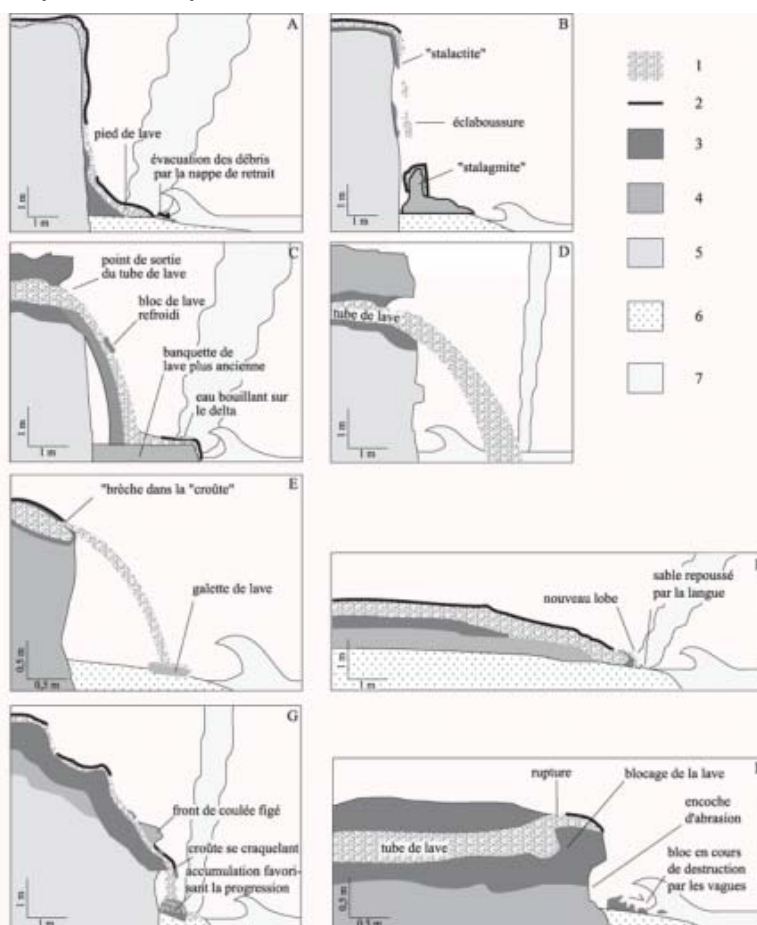
- 6 La construction des deltas de lave n'est pas linéaire, mais elle résulte d'avancées et de reculs. Dans un souci de clarté, notre analyse a dissocié ces deux phases concomitantes. Les différentes étapes de la croissance des deltas de lave seront exposées tour à tour, depuis la genèse de formes primaires inaugurant la construction du delta jusqu'à son développement progressif vers le large, et selon un emboîtement d'échelles spatiales.

Le recouvrement de la falaise initiale

- 7 Les coulées de lave doivent souvent franchir dans un premier temps l'obstacle topographique que constituent les falaises avant de rentrer en contact avec l'eau. L'écoulement peut être subaérien ou confiné dans un tube de lave, un « manchon » de lave refroidi entourant alors le matériel en fusion. Les filets de lave dévalent la falaise, formant le plus souvent des doigts cylindriques (Moore *et al.*, 1973), de diamètre décimétrique à pluri-décimétrique, bourgeonnant parfois à leurs extrémités en protubérances bulbeuses (fig. 2A). Des « pseudo-stalactites » et des « stalagmites » de lave (fig. 2B et fig. 3A) peuvent parfois être façonnées lorsque le débit n'est pas suffisamment rapide pour former une cascade et trop visqueux pour se coller à la paroi. L'écoulement se déchire en morceaux sous le poids de la lave en cours de refroidissement, laissant pendre dans le vide des « stalactites ». Les paquets de lave tombent par gravité au pied de la falaise. Leur amoncellement construit une accumulation ruinforme, ressemblant à une stalagmite, qui se vitrifie rapidement, avant d'être recouverte par une nouvelle éclaboussure (*spatter*). Si le filet de lave ne change pas de trajectoire, la forme s'élève progressivement. Une colonne se forme lorsque les stalactites et stalagmites se rejoignent. Celle-ci peut servir de support pour de nouvelles coulées qui édifieront en avant de la falaise un « rideau de lave » décollé de la paroi subverticale, relativement fréquent au-dessus des banquettes de lave du sud-est de l'île d'Hawaï (fig. 2C). Lorsque l'alimentation en lave cesse, le matériel se fige, donnant à l'escarpement un aspect de draperie.

Fig. 2 – Quelques exemples de contacts entre les coulées de lave pahoehoe et l’océan observés entre Wilipe’a et Lae’apuki.

Fig. 2 – Some examples of contacts between pahoehoe lava flows and the ocean observed between Wilipe’a and Lae’apuki.



A : draperies nappant la falaise et « pied de lave » ; B : éclaboussures de lave (spatters), « stalactite » et « stalagmite » ; C : cascade de lave formant un rideau de lave en avant de la falaise ; D : filet de lave au débouché d'un tube de lave ; E : filet de lave lors de l'ouverture d'une brèche ; F : coulée subaérienne avançant sur une plage ; G : nappage d'une côte plongeante avec cône de progression situé en avant ; H : rupture et expulsion de la lave en surface, en marge du delta ; 1 : lave fluide ; 2 : croûte vitreuse superficielle ; 3 : lave très récemment refroidie ; 4 : lave récemment refroidie ; 5 : lave plus ancienne ; 6 : plage ; 7 : océan et vapeur d'eau.
A : lava draperies covering the cliff and the "lava foot" ; B : spatters, "stalactite" and "stalagmite" ; C : lava cascade forming a curtain of lava in front of the cliff ; D : lava dribble at the outlet of a lava tube ; E : lava dribble when a break is opening ; F : subaerial lava flow advancing on a beach ; G : covering of a plunging coast with fan contributing to growth seaward ; H : breakout on the delta margin ; 1 : fluid lava ; 2 : surficial vitreous crust ; 3 : very recently cooled lava ; 4 : recently cooled lava ; 5 : older lava ; 6 : beach ; 7 : ocean and steam.

Les différents contacts entre la lave et l’océan

- 8 La rencontre entre la lave et l’eau de mer en contrebas de la falaise engendre un dégagement de vapeur plus ou moins important dépendant en grande partie du quotient eau/magma (Kokelaar, 1986 ; Mattox et Mangan, 1997). L’expansion de la vapeur d’eau au sein de la lave en fusion provoque une fragmentation du matériel lavique lors d’explosions hydromagmatiques (Sheridan et Wohletz, 1983 ; Kokelaar, 1986). L’action mécanique des vagues participe également à la fragmentation de la lave en cours de refroidissement. Les débris résultants sont d’une grande variété de forme et de taille qui dépend des interactions hydromagmatiques (Sheridan et Wohletz, 1983) et de leur degré d’attrition par les vagues. Sur la côte étudiée, les éléments, pluri-millimétriques à centimétriques, sont le plus souvent anguleux. Ces fragments viennent s’accumuler au pied de la falaise, permettant ainsi le développement futur d’une banquette de lave. Différents types de constructions ont été recensés sur le littoral hawaïen (fig. 2). La distinction est fondée sur la topographie pré-existante d’une part et le débit de la lave d’autre part.
- 9 Quand la lave cascade depuis une position haute pouvant correspondre au débouché d’un tube de lave sur la falaise (fig. 2D) ou à l’ouverture d’une brèche à la surface du delta plusieurs décimètres au-dessus du niveau de la mer (fig. 2E), un filet de lave incandescente,

projeté plus ou moins loin de la falaise en fonction du débit, est fréquemment observable. Le jet, de un à plusieurs décimètres de diamètre, prend une forme parabolique. Il est souvent continu, mais il arrive que les paquets de mer bouchent l'ouverture en refroidissant la lave pendant quelques dizaines de secondes. Le filet ne dégage généralement que très peu de vapeur lorsqu'il tombe sur la plage constituée de sédiments saturés en eau ou directement dans l'océan (fig. 3B), comme cela a déjà été observé (Macdonald, 1954 ; Moore *et al.*, 1973). La lave qui tombe sur la plage se transforme en galettes de lave noires, rapidement évacuées par la nappe de retrait et incorporées aux autres débris.

Fig. 3 – Fronts de delta en cours de progression sur la côte sud du volcan Kilauea.
Fig. 3 – Growing deltaic fronts on the south coast of Kilauea volcano.



A : stalactites, stalagmites et « pied de lave » en formation à Highcastle le 20 septembre 2002 ; B : front du delta de Kupapa'u Est avec encoche marine et coulée de lave subaérienne tombant en filet sur la plage, le 16 mai 2001. 1 : falaise ; 2 : stalactite ; 3 : stalagmite ; 4 : éclaboussures de lave (spatters) ; 5 : plage de hyaloclastites ; 6 : ouverture d'une fine brèche ; 7 : encoche de sapement ; 8 : galette de lave ; 9 : fragmentation de la coulée par les vagues.
A : stalactites, stalagmites, and formation of a "lava foot" at Highcastle on September 20, 2002 ; B : East Kupapa'u deltaic front with a wave notch and subaerial lava flow falling as a dribble on the beach on May 16, 2001 ; 1 : cliff ; 2 : stalactite ; 3 : stalagmite ; 4 : lava spatters ; 5 : hyaloclastite beach ; 6 : opening of a narrow breach ; 7 : wave notch ; 8 : lava pebble ; 9 : fragmentation of the lava flow by waves.

10 Lorsque la lave débouche au niveau de la mer, plusieurs cas de figure se présentent. Quand le débit de lave est faible, la langue avance lentement sur la plage de sédiments. Sur son front, elle repousse le sable, lorsque celui-ci est fin, en un bourrelet de quelques centimètres de hauteur et de largeur (fig. 2F). À chaque déferlement, l'eau de mer projetée sur la coulée en fige la pellicule superficielle, formant une croûte noire, temporaire et plastique, et y dépose des sédiments. L'eau retenue dans les dépressions est vaporisée rapidement, y abandonnant parfois une croûte de sels. La pression hydrostatique de la lave sous-jacente finit par ouvrir

une brèche, permettant l'extension de la banquette de lave par la création d'un nouveau lobe. Ce mode de construction, commun, n'engendre généralement que peu d'explosions hydromagmatiques, comme l'avait déjà noté D.W. Peterson (1972) lors des éruptions du Mauna Ulu dans les années 1970. Le délai entre deux vagues doit être suffisamment long pour que le nouveau lobe ait le temps de se solidifier par sa base et de se sceller, sans être détruit par le choc du déferlement. La progression est donc lente et fortement tributaire des vagues. L'impact d'une vague plus puissante que les autres ou déferlant plus près du rivage peut briser une partie du front du delta en construction, en exploitant les lignes de faiblesse que constituent les diaclases et les anciennes limites entre les tubes des *pillows* ou du pahoehoe, mettant à nu plusieurs dizaines de dm³ de lave. À cette occasion, de plus fortes explosions hydromagmatiques peuvent se produire, les débris arrachés au delta venant nourrir le tapis de débris.

- 11 Lorsque l'écoulement de lave est plus important et continu, il craquelle la croûte superficielle en morceaux atteignant parfois 50 cm. Ces blocs dont les angles sont souvent aigus sont évacués ou servent de point d'appui à la coulée (fig. 2G). En mai 2001, en avant du delta de Kupapa'u Est, les langues de lave s'adossaient ainsi à de petites accumulations d'une dizaine de centimètres de haut et de large constituées de débris lithiques. Lorsqu'un tube de lave débouche directement au niveau de la mer, la solidification du matériel lavique par les déferlements peut entraîner le blocage de l'écoulement. La lave est alors éjectée en surface au niveau d'une rupture (*breakout*, fig. 2H). Dans le cas d'un débit particulièrement rapide, la progradation du delta le long d'un cap est rapide et dégage une quantité importante de vapeur. Elle est accompagnée d'explosions hydromagmatiques souvent spectaculaires (Mattox et Mangan, 1997). Les promontoires ainsi formés perdurent une fois le delta privé de son alimentation en coulées de lave, donnant aux côtes volcaniques jeunes un tracé longitudinal festonné (Stearns et Macdonald, 1946 ; Richards, 1966 ; Dumont *et al.*, 2001).

Le stade du « pied de lave »

- 12 Le contact initial entre une coulée de lave pahoehoe et l'océan forme une courte avancée du trait de côte en contrebas de la falaise, le « pied de lave ». Cette banquette est généralement large d'une dizaine de mètres au plus et épaisse d'un ou deux mètres, parfois moins. G. A. Macdonald et J. P. Eaton (1964) décrivaient, lors d'observations effectuées au sud-est de la province de Puna en 1955, un « amoncellement croissant de lave au pied de la falaise ». Le « pied de lave » peut éventuellement prendre appui sur les dépôts d'un éboulement ancien ou sur une grève de galets, confinant les éléments contre l'escarpement ou les incorporant. Il recouvre généralement une plage de sable noir, née d'explosions hydromagmatiques récentes et proches ou d'épisodes éruptifs plus anciens.
- 13 Le « pied de lave » progresse le plus souvent lentement vers le large, au gré des flux et reflux des vagues qui solidifient la lave en la refroidissant à chaque déferlement. Les vagues ont tendance à provoquer l'extension latérale du « pied de lave » et son épaissement. Des coulées de lave peuvent également napper le talus sous-marin, occasionnant dans certains cas des explosions hydromagmatiques. Durant cette phase, qui peut durer plusieurs jours pour les coulées du Pu'u 'O'o-Kupaianaha, le « pied de lave » a donc du mal à s'étendre, tant que le débit de lave n'est pas plus soutenu ou que les déferlements ne s'effectuent pas quelques mètres plus en avant de la côte, c'est-à-dire tant qu'il n'existe pas un soubassement de débris suffisamment large. Dans certains cas, les différents « pieds de lave » ne se rejoignent pas et forment juste des embryons de deltas de lave en contrebas de l'escarpement littoral. À l'inverse, il arrive que le delta se développe rapidement vers le large et longitudinalement sans passer par l'étape du « pied de lave », surtout lorsque la côte est basse, avec une faible pente, l'avant-côte peu profonde ou lorsque le débit de lave est considérable.

La croissance du delta de lave

- 14 Au fur et à mesure du développement de la plate-forme de débris sous-marine, et à la condition que l'épanchement lavique se poursuive, la partie subaérienne du delta de lave s'étend latéralement et frontalement, le long de tubes de lave ou de « coulées en expansion » (*inflated flows*), la pression de la lave sous-jacente provoquant dans ce cas le

gonflement de la croûte solide. L'ensemble construit petit à petit un delta, le plus souvent en forme de banquette, en contrebas de l'ancienne falaise vive qui devient une falaise morte.

15 Chaque delta de lave possède son mode de croissance propre. Cependant, l'observation des nombreux deltas historiques du littoral hawaïen a permis, par le passé, de reconnaître certains traits communs. L'écoulement de lave tend à se concentrer en un point (Moore *et al.*, 1973), l'épanchement devenant alors souvent souterrain (Hon *et al.*, 1993 ; Mattox, 1993 ; Roggenthen, 1994 ; Mattox et Mangan, 1997). La mise en place d'un système de tubes de lave internes au delta permet sa progression vers le large sous la forme de promontoires. Les lobes deltaïques formés à la suite de l'expulsion de la lave en surface, lors de ruptures (Hon *et al.*, 1993), tendent à combler progressivement les indentations du tracé, donnant au delta une forme en plan le plus souvent convexe.

16 L'allongement du delta est limité par la pente sous-marine dont l'angle trop escarpé, dépassant couramment 30 % (Chadwick *et al.*, 1993), ne permet pas à l'assise de débris de rester stable. La croissance des deltas peut toutefois se poursuivre latéralement. Il arrive que la direction de la dérive littorale influe sur le sens de progression, comme le montre l'évolution du delta de lave formé lors de l'éruption de Kapoho en 1960, à l'extrémité orientale de l'île d'Hawaï, et qui n'a pu se développer vers le nord-ouest en raison d'une dérive en sens contraire (voir les cartes de G. A. Macdonald, 1974, p. 250-251). Néanmoins, les épisodes éruptifs successifs entraînent généralement l'épaississement du delta de lave, par la superposition de plusieurs unités laviques qui peuvent recouvrir totalement les draperies de la falaise morte, jusqu'à faire disparaître l'escarpement initial. De nouvelles banquettes peuvent aussi être construites en marge du delta, lui donnant un profil en escalier. L'extension du delta cesse en même temps que s'arrête l'alimentation en lave, par bifurcation d'un tube de lave (Hon *et al.*, 1993) ou son blocage, par exemple lors d'un séisme (Tilling, 1977), ou bien quand l'apport de matériel lavique ne compense plus les dynamiques qui engendrent son érosion. Il est probable que ce mode de croissance des deltas hawaïens soit transposable sur d'autres littoraux volcaniques actifs moins étudiés comme ceux de la Réunion ou des îles Galapagos par exemple.

L'origine des effondrements de deltas de lave

17 Parallèlement à cette croissance des deltas de lave associés aux éruptions du Pu'u 'O'o-Kupaianaha, des processus liés à la mobilité du soubassement, aux explosions hydromagmatiques et à l'attaque des agents marins peuvent détruire cette forme de progradation.

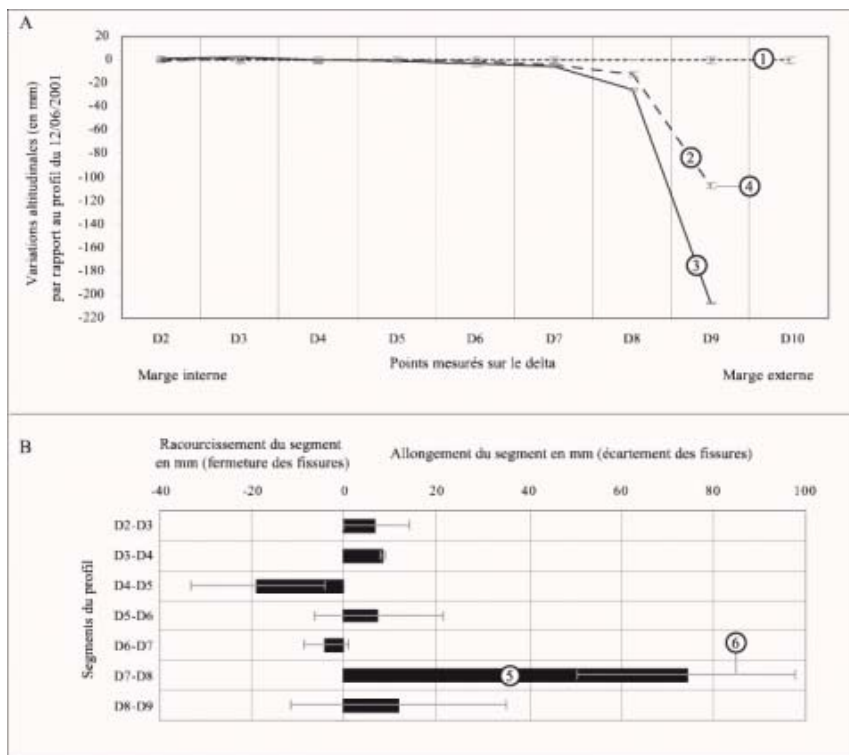
Du mouvement de masse sous-marin à l'effondrement

18 Les dynamiques d'effondrement des deltas de lave n'ont été découvertes que récemment. Ces mouvements n'avaient, en effet, jamais été observés avant les éruptions du Pu'u 'O'o-Kupaianaha, dont les premières coulées ont atteint l'océan en 1986 (Kauahikaua *et al.*, 2003).

19 Alors même que le delta continue à s'étendre et à s'épaissir, le poids des coulées de lave provoque le tassement des débris sous-jacents hétérogènes et mal triés, constitués en majorité de débris laviques et hydroclastiques. Des mesures au tachéomètre indiquent que le delta s'affaisse généralement de plusieurs centimètres par mois lorsqu'il est actif (Kauahikaua *et al.*, 1993 ; Marie *et al.*, 2003), puis de l'ordre de quelques millimètres par an ensuite (Marie, 2003 ; fig. 4A).

Fig. 4 – Exemple d'évolution d'un profil topographique, long de 57 m, sur la banquette de lave de Lae'apuki entre 2001 et 2003.

Fig. 4 – Example of the evolution of a 57-m-long topographic profile on the Lae'apuki lava bench between 2001 and 2003.



A : mouvements verticaux ; B : mouvements horizontaux entre le 12/06/2001 et le 23/07/2003. 1 : position du profil le 12/06/2001 ; 2 : position du profil le 12/09/2002 en supposant fixe le point D1, sur la falaise morte ; 3 : position du profil le 23/07/2003 en supposant le point D1 fixe ; 4 : marge d'erreur ; 5 : allongement du segment D7-D8 de 74 mm ; 6 : marge d'erreur estimée.

A : vertical movements ; B : horizontal movements between 06/12/2001 and 07/23/2003. 1 : position of the profile on 06/12/2001 ; 2 : position of the profile on 09/12/2002, assuming that pin D1, on the old cliff is stable ; 3 : position of the profile on 07/23/2003, assuming that pin D1 is stable ; 4 : error margin ; 5 : 74 mm-lengthening of the segment D7-D8 ; 6 : estimated error margin.

- 20 La compression des sédiments favorise leur remaniement en marge du versant sous-marin. Celui-ci est, par ailleurs, régulièrement réalimenté par les explosions hydromagmatiques, ce qui explique son avancée progressive le long de la plate-forme infralittorale et sa forte déclivité. Il en résulte des mouvements de masse qui prennent naissance sur le talus, mais qui peuvent déstabiliser l'ensemble du soubassement hydroclastique, provoquant l'effondrement total ou partiel de la partie subaérienne du delta (Mattox et Mangan, 1997).
- 21 Les processus exacts sont encore mal connus en raison de l'accès difficile à la partie inférieure des deltas de lave qui n'a pu être étudiée que par de rares observations directes en plongée sous-marine (Moore *et al.*, 1973 ; Tribble, 1991), par l'interprétation de la bathymétrie (Kelly *et al.*, 1989 ; Kauahikaua *et al.*, 2003) ou l'analyse de coupes dans d'anciens deltas de lave construits dans des zones englacées et aujourd'hui émergés (Jones et Nelson, 1970 ; Skilling, 2002).
- 22 Le contact entre la lave et l'eau de mer durant l'effondrement provoque, par ailleurs, des explosions hydromagmatiques importantes qui participent à la destruction du delta, surtout lorsque le mélange s'effectue dans un milieu confiné au sein d'un tube de lave (Mattox et Mangan, 1997). De grands cônes pyroclastiques littoraux peuvent également être construits (Moore et Ault, 1965). La plupart sont rapidement détruits en raison du retrait du trait de côte, comme celui formé à Kamoamoia en 1994 ou à Kamokuna en 2000, mais d'autres, hauts de plus d'une centaine de mètres, sont conservés tel le Pu'u Hou construit en 1868 au sud du Mauna Loa.
- 23 Les mesures de recul des falaises au front des deltas de lave construits par les éruptions du Pu'u 'O'o-Kupaianaha entre 1997 et 2003, effectuées à l'aide d'un GPS portable, ont montré des taux de 20 à 130 mètres durant l'année suivant la fin de l'alimentation en lave, indiquant ainsi, malgré l'imprécision inhérente à la méthode, la possibilité d'un recul par effondrements durant cette période (Marie, 2003). L'effondrement d'une banquette de lave le 29 novembre 2005 à Lae'apuki a, par exemple, entraîné le recul du delta d'une cinquantaine de mètres en quelques heures (site Internet HVO. <http://hvo.wr.usgs.gov/>). Les mesures effectuées sur d'autres littoraux volcaniques actifs indiquent des vitesses équivalentes, comprises entre 10 et 100 m par an selon T. Sunamura (1983). Ainsi, à Surtsey (Islande), le recul moyen du delta construit en 1966-1967 varie entre 75 m (Norrman, 1980) et 100 m

(Moign et Moign, 1970) durant le premier hiver qui a suivi l'éruption. Sur l'île de San Benedicto, au sud de la Baja California (Mexique), l'analyse de photographies aériennes a permis d'estimer le retrait maximum du delta à 30,5 m entre le deuxième et le sixième mois (Richards, 1966) suivant sa construction. Par la suite, une fois l'assise de débris plus ou moins stabilisée, les mouvements en surface sont négligeables. Le recul est alors beaucoup plus lent, de l'ordre de 3 à 8 m par an en moyenne, deux à dix ans après la fin de l'activité (Marie, 2003).

L'importance de la bathymétrie

- 24 L'existence d'effondrements de la marge des deltas de lave est à relier à l'instabilité du talus de débris, elle-même tributaire de la bathymétrie. C'est la raison pour laquelle l'emprise spatiale des deltas de lave dépend en grande partie de la topographie sous-marine préexistante (Hon *et al.*, 1993 ; Kauahikaua *et al.*, 2003 ; Marie *et al.*, 2003). De manière générale, les deltas de lave peuvent s'étendre sur le littoral hawaïen sur plus d'un kilomètre le long du trait de côte et sur plusieurs centaines de mètres vers le large (Moore *et al.*, 1973 ; Mattox, 1993).
- 25 L'absence de plate-forme d'érosion marine sur une grande partie du littoral étudié, en raison de sa jeunesse, explique l'importance des effondrements de la partie distale des deltas de lave. En effet, lorsque le cône de débris atteint le secteur plus raide, reliant, avec un angle variant entre 20 et 45° (Chadwick *et al.*, 1993), l'éventuelle plate-forme d'érosion marine au plancher océanique, situé ici à environ 4 000-4 500 m sous le niveau de la mer, les mouvements de masse sous-marins sont plus nombreux et de plus grande ampleur, stoppant la progression du delta. T. N. Mattox et M. T. Mangan (1997) notent ainsi que la vitesse de construction des deltas de lave tend à diminuer lorsque le delta atteint de plus grandes profondeurs. En revanche, dans les baies peu profondes, les coulées de lave forment de grands deltas, comme à Kamoamoā, à Kaimu, dans la baie à l'est de Kupapa'u Point ou, de façon moindre, dans l'anse entre Highcastle et Lae'apuki (fig. 1). La progradation du delta de lave est sans doute également facilitée dans les baies en raison de la dissipation de l'énergie des houles. L'absence de données bathymétriques détaillées empêche de préciser ces informations.

Le rôle de la sismicité

- 26 Une étude a été menée sur dix-neuf effondrements recensés entre Lae'apuki et Kamoamoā qui sont intervenus entre novembre 1992 et juillet 1994, période durant laquelle ils ont été particulièrement nombreux. Ces effondrements sont consignés dans les archives audio (*Radio Logs*) de l'observatoire volcanologique d'Hawaï (*HVO-USGS*). L'objectif était de rechercher d'éventuelles corrélations entre la sismicité ou l'impact des houles et le déclenchement d'effondrements.
- 27 Sur les 890 séismes survenus dans les deux semaines précédant un effondrement ou ceux de magnitude supérieure à 3 (magnitude de durée) enregistrés un mois avant celui-ci, nous avons recherché ceux dont l'épicentre se trouvait à proximité des lieux de l'effondrement. Le tableau 1 présente une synthèse des résultats indiquant, pour chacun des effondrements étudiés, le nombre et les caractéristiques des séismes en fonction de leur date d'enregistrement (pendant la période P de l'effondrement, dans les 24 heures précédentes et dans les deux semaines précédentes). Il est néanmoins difficile de mettre en évidence une corrélation entre les effondrements et les séismes, car une secousse au moment d'un effondrement peut à la fois correspondre au choc responsable de la déstabilisation, comme cela avait déjà été mis en évidence en juin 1989 près de Kupapa'u Point (Kelly *et al.*, 1989), à l'écho de l'effondrement (Caplan-Auerbach *et al.*, 2001) ou à de fortes explosions hydromagmatiques en résultant. De plus, nous ne disposons pas pour tous les effondrements de l'heure exacte de l'épisode, ce qui constitue une autre limite inhérente aux données disponibles.

Tableau 1 – Liste des effondrements étudiés et sismicité entre novembre 1992 et juillet 1994.
Table 1 – List of the studied collapses, and seismicity between November 1992 and July 1994.

Événement	Jour	Moyen de détection ¹	Type d'effondrement	Site (LA=La Grèze; K=Kamoamo)	Période P de l'effondrement ou de la série d'effondrements		Nature des séismes pendant cette période ou quelques heures avant ²			Nombre des séismes durant la période P, dans les 24 heures précédentes et dans les 2 semaines précédentes ³								
					Début	Fin	Heure	Md	Type	Magnitude [(Md < 3 + Md > 3)			Profondeur [(<1 km + 1-5 km)			Proximité des banquettes (<5 km + 5-15 km + 15-20 km)		
										P	24 h	14 J	P	24 h	14 J	P	24 h	14 J
A	24/11/1992	Ov	partiel	ouest K	10 h 30	21 h 30	20 h 23	1,1	D??	1+0	2+2	27+5	0+0	0+0	4+1	0+0+0	0+0+0	0+0+0
B	12/04/1993	Do	partiel	LA	?	<12 h 00	0 h 20	2,0	D?	1+0	3+1	4+5	0+0	0+0	2+5	0+1+0	0+1+0	0+5+2
C	17/04/1993	S+On	total	LA	9 h 39	.	9 h 39	2,5	R	1+0	7+0	4+2	1+0	1+0	3+5	1+0+0	1+0+2	1+5+5
D	19/04/1993	S	partiel	LA	21 h 43	21 h 45	21 h 43 à 44	1,8 à 1,9	R	3+0	5+0	52+2	3+0	3+1	6+8	3+0+0	3+0+0	4+5+5
E	17/05/1993	Dd	total?	est K	?	<18 h 00	----	1,1 à 2,7	D??	5+0	2+0	45+1	0+0	0+0	1+0	0+1+0	0+1+0	0+3+5
F	24/5/1993	On?S	total?	est K	9 h 30?	2+0	40+2	.	1+0	3+0	.	0+0+0	0+4+2
G	28/05/1993	Ov	total	ouest K	9 h 45	11 h 15	10 h 12	1,2	D??	1+0	3+0	4+2	0+0	0+0	4+1	0+0+0	0+0+0	0+4+3
H	03/07/1993	Ov	total	est K	12 h 00	1+0	47+0	.	0+0	0+5	.	0+0+0	0+2+2
I	21/08/1993	S?+Do	total?	ouest K	8 h 17	.	8 h 17	3,7	R? ou D??	0+1	5+1	55+5	1+0	1+0	2+9	0+1+0	0+1+0	0+9+3
J	23/08/1993	Ov	partiel	ouest K	20 h 00	22 h 00	38+0	98+8	.	0+0	1+8	.	0+0+1	0+8+5
K	07/11/1993	On	total	ouest K	15 h 37	7+2	105+8	.	0+0	3+8	.	0+2+2	0+19+9
L	26/11/1993	On+S	total	LA?	21 h 28?	5+0	70+0	.	0+0	1+5	.	0+0+0	0+9+8
M	01/02/1994	Do+S?	partiel	K	?	.	0 h 01	5,3	D	0+1	89+4	128+5	0+0	0+0	1+5	0+0+0	0+0+1	0+8+1
N	07/02/1994	S+Do	partiel	?	20 h 25	.	20 h 56	1,7	D??	1+0	5+0	165+8	0+0	0+0	1+4	0+0+0	0+1+1	0+5+5
O	22/02/1994	Ov	total	ouest K	12 h 30	13 h 40	9+0	37+0	.	0+1	0+5	.	0+3+0	0+6+2
P	02/03/1994	On?	total	K	13 h 38	.	12 h 37	2,7	D?	1+0	5+0	3+1	0+0	0+1	0+2	0+1+0	0+1+0	0+8+2
Q	03-05/03/1994	On+S	total	ouest K	20 h 00	2 h 00	----	1,2 à 2,1	D??	5+0	2+0	37+1	0+0	0+0	0+2	0+0+0	0+0+0	0+8+2
R	08/07/1994	Ov	partiel	K	0 h 26	3+0	38+1	0+0	0+0	0+3	.	0+1+0	1+7+4
S	27/07/1994	Ov	partiel	K/LA	9 h 00	21 h 20	----	1,2 à 2,4	D??	2+0	5+1	38+2	0+0	0+0	1+4	0+1+0	0+2+1	2+7+3

Source des données sismiques : HVO (USGS) ; source des effondrements : Radio Logs HVO (USGS).

Source of seismic data : HVO (USGS) ; source of collapses : Radio Logs HVO (USGS).

1 : Ov = observation visuelle par des volcanologues ; Ot = observation visuelle par des touristes ; S = déduction d'après enregistrements sismiques ; Do = déduction après observation postérieure à l'événement ; Dd = déduction grâce à la présence de débris lithiques ; ? = événement incertain.

2 : ---- = plusieurs séismes dans la période peuvent être responsables ou conséquences de l'effondrement ; R = séisme résultant de l'effondrement ; D = séisme déclencheur de l'effondrement.

3 : signification de la case grisée = 2 séismes dont l'épicentre se trouvait à moins de 5 km de l'effondrement, 7 entre 5 et 15 km et 3 entre 15 et 20 km dans les 2 semaines précédant l'événement.

28 Les caractéristiques de plusieurs séismes (magnitude modérée ou forte, séismes superficiels, épicentres relativement proches des banquettes et souvent dans l'océan) nous permettent cependant d'affirmer qu'ils correspondent à l'onde provoquée par l'effondrement d'un delta (épisode C et probablement I), parfois à plusieurs épisodes au sein du même effondrement (épisode D). Pour d'autres événements (L, F, N et Q), l'heure a été précisée en partie grâce à des enregistrements sismiques signalés dans les *Radio Logs*, mais absents sur les données sismiques utilisées.

29 Au contraire, plusieurs effondrements sont à mettre en relation avec l'impact d'un fort séisme ou la multiplication de secousses, même minimales. Dans les deux cas, le delta de lave peut être ébranlé par une augmentation de l'instabilité du soubassement, par le jeu d'anciennes fractures sur la nappe de coulées subaériennes, voire éventuellement par l'ouverture de nouvelles fractures. L'exemple de l'épisode M est caractéristique. La destruction partielle du delta de Kamoamo a été précédée par un séisme de magnitude 5,3, dont l'épicentre se trouvait éloigné de 26 km, et qui fut suivi de nombreuses répliques. Il est néanmoins difficile de savoir si c'est la magnitude du séisme ou la répétition des secousses (93 dans les 24 heures) qui est le facteur principal dans le déclenchement.

30 Les présomptions sont également relativement fortes pour quatre autres effondrements (très nombreuses secousses dans les 24 heures ou les jours précédents, dont plusieurs de magnitude 3 à 5, pour les effondrements J, K et N, et séisme proche et de magnitude 2,7 pour l'épisode P). Elles sont plus modérées pour deux autres effondrements (B et I). Il est également possible que la sismicité intervienne pour onze autres événements, mais certainement pas de façon déterminante.

31 Même si la relation de cause à effet reste ténue, il est probable que des séismes de

magnitude supérieure à 5 et dont l'épicentre se trouve à plusieurs dizaines de kilomètres des banquettes de lave, des séismes de magnitude plus modérée (M_d 3 ou 4) mais plus proches ou la répétition de nombreuses secousses puissent, si ce n'est déclencher, tout du moins faciliter un effondrement ultérieur en fragilisant le matériel.

L'impact des fortes houles

- 32 L'analyse comparative a également été menée avec la hauteur significative des houles enregistrées lors des effondrements recensés, entre novembre 1992 et juillet 1994, par deux bouées du *National Data Buoy Center (National Oceanic and Atmospheric Administration)* au large de la côte sud d'Hawaï (fig. 5). La hauteur des vagues à la côte est, en effet, relativement proche de, voire parfois supérieure à celle qui se manifeste en haute mer, en raison de la très faible réfraction des vagues sur le littoral, elle-même due à la forte pente sous-marine (Moberly et Chamberlain, 1964).

Fig. 5 – Variation de la hauteur significative de la houle au sud-est d'Hawaï entre 1992 et 1994.
Fig. 5 – Variation of the significant wave height in the south-eastern coast of Hawaii between 1992 and 1994.

1 : hauteur significative de la vague ; 2 et A, B, C,... : effondrement d'un delta de lave recensé par le HVO. Sources : NOAA (bouée 51004, 17°26'12"N-152°31'10"W), Radio Logs du HVO (USGS).

1 : significant wave height ; 2 : collapse of a lava delta recorded by the HVO ; sources : NOAA (buoy 51004, 17° 26'12" N 152°31'10" W), HVO. Radio Logs (USGS).

- 33 La côte méridionale du volcan Kilauea est affectée, entre avril et octobre, par une houle longue de secteur 147°N à 236°N engendrée par les tempêtes de l'hiver austral du Pacifique Sud qui, malgré une hauteur significative relativement modérée (0,3 à 1,2 m), est particulièrement énergique sur le littoral en raison de sa longue période (14 à 22 secondes). Les vagues issues des alizés, qui agissent toute l'année et dont l'orientation peut atteindre 123°N, ont une hauteur plus importante (1,2 à 3,7 m) mais une période moindre (Moberly et Chamberlain, 1964 ; Fletcher *et al.*, 2002). Ponctuellement, une houle d'une hauteur significative de 3 m à 4,5 m (Moberly et Chamberlain, 1964), générée par de violentes tempêtes hivernales ou le passage d'un cyclone à proximité de l'archipel, avec des vagues atteignant 3 m à plus de 10 m (Fletcher *et al.*, 2002), peuvent toucher ces rivages.
- 34 Lors de cinq effondrements (D, K, L, M et N), la houle était assez forte, avec une hauteur au large comprise entre 3,5 m et 4 m. Trois autres épisodes (I, J et S) ont eu lieu cinq à sept jours après le passage au large de l'archipel d'un cyclone qui a engendré des vagues de 3 à 5 m, ce qui a pu fragiliser la structure du delta. Le lien de causalité n'est pourtant pas certain étant donné l'éloignement des bouées et l'intervention probable de la sismicité pour trois effondrements (K, M et N). Par ailleurs, une houle importante ne provoque pas toujours des effondrements, comme en témoigne la grande tempête des 3 et 4 février 1993, durant laquelle aucun de ces événements n'a été recensé.
- 35 Il est cependant probable que de fortes conditions de houle fragilisent les deltas de lave par les coups de boutoir des vagues et provoquent des perturbations sur la partie haute de la pente sous-marine de débris. Cela a notamment été mis en évidence sur les deltas de lave des îles de San Benedicto (Mexique) et de Surtsey (Islande) avec un recul plus rapide durant les tempêtes (Richards, 1966 ; Norrman, 1980). À Hawaï, aucune corrélation nette n'a néanmoins été trouvée entre l'évolution des vitesses de recul des deltas de lave étudiés entre 1997 et 2003 et le nombre d'épisodes de forte houle enregistrés.

36 On peut s'interroger sur les mécanismes expliquant le passage d'une lente subsidence des deltas de lave à un effondrement soudain. Notre étude sur les séismes proches ou de forte magnitude et les épisodes de forte houle n'a pas permis d'établir de corrélations certaines entre ces événements et le déclenchement de tous les effondrements. Pour certains d'entre eux, l'impact semble immédiat, pour d'autres, les processus ne font que préparer le delta en fragilisant la roche ou en déstabilisant le soubassement hydroclastique, l'érosion s'effectuant après un temps de latence ou à la suite de la multiplication d'événements.

Le recul de l'abrupt côtier : relais de processus côtiers et gravitaires

37 Les dynamiques strictement marines et les processus de versant auxquels elles sont associées restent négligeables au regard des événements paroxysmaux que sont les effondrements, mais leur part dans le recul des deltas de lave prend progressivement de l'importance, jusqu'à devenir primordiale une fois le delta inactif.

Les encoches d'abrasion

38 Le sapement effectué par les vagues, armées en débris abrasifs, provoque le façonnement en falaise de la partie distale du delta et à sa base, l'apparition d'une encoche, d'un mètre de commandement pour 50 cm de profondeur en moyenne, alors même que la lave coule parfois au-dessus (fig. 3B). L'encoche est très fréquente à l'extrémité des deltas de lave actifs ou inactifs, ce qui démontre la fragilité du matériel basaltique avant son total refroidissement. Elle met en porte-à-faux la partie sus-jacente, qui peut basculer ou bien s'effondrer par gravité ou sous les « coups de bélier » des vagues. Les encoches basales peuvent également évoluer en grottes marines par abrasion ou délogement de blocs, grottes qui, elles-mêmes, se transforment fréquemment en arches littorales par recouplement de cavités adjacentes (Marie, 2003).

Les éboulements

39 Les coups de boutoir des vagues provoquent des chocs et des succions qui se répercutent dans le matériel rocheux. L'air comprimé peut s'insinuer le long des limites de coulées, des diaclases et des fractures subverticales, engendrant la dislocation du matériel rocheux. C'est l'action des « coups de piston », notamment décrits par F. Ottman (1965), et qualifiée d'effet « pneumatique » par R. Paskoff (1981). La pression des vagues déclenche la chute de blocs rocheux lorsque l'énergie *F_w* délivrée (« *assailing force of waves* »), qui dépend de l'action hydraulique et mécanique de la vague, est supérieure aux forces de cohésion et de frottement de la roche *F_r* (« *resisting force of cliff materiel* » ; Sunamura, 1983). Il n'est pas à exclure que les séismes interviennent également dans la fragilisation, le fractionnement ou la chute du matériel rocheux, comme cela a déjà été constaté à Hawaï sur les *palis* (Lipman *et al.*, 1985), hauts escarpements de faille à l'arrière des côtes (fig. 1). La météorisation par les infiltrations d'eau, les alternances humectation/dessiccation, l'haloclastie ou le développement d'organismes biologiques participent aussi au descellement des blocs, comme l'atteste l'étude menée sur les falaises basaltiques d'Antrim en Irlande du Nord (Douglas *et al.*, 1994).

40 La masse en mouvement subit une désagrégation clastique au cours de la chute. Les différents éléments en transit n'ont pas d'interactions entre eux et leur mode de propagation reste indépendant. Il s'agit donc d'un éboulement et non d'un écroulement. Les blocs s'étalent au pied de l'abrupt côtier en fonction de l'énergie cinétique acquise lors de la chute. À Hawaï, le mouvement est néanmoins freiné par la nappe d'eau au pied de la falaise, le plus souvent plongeante, qui ne permet pas une grande dispersion du dépôt et limite son classement, surtout lorsque l'escarpement est réduit.

41 En effet, lorsque la hauteur de l'abrupt côtier est faible, de l'ordre de quelques mètres, l'efficacité de la gravité dans la chute des matériaux est moins importante. Dans ce cas, le démantèlement de la falaise peut être imputé, partiellement, sinon totalement, à l'effet de

succion lors du retrait de la vague. Il ne s'agit donc pas, à proprement parler, d'une chute mais de l'étalement d'un pan rocheux en avant de la falaise à la suite de son morcellement par les chocs des vagues. Cet « éboulement mixte », dû à la fois à la gravité et aux agents marins, est probablement déclenché par une vague de plus forte énergie qui, lors du choc du déferlement, libère les tensions le long d'un axe de fracturation principal subvertical. Ce mouvement en partie gravitaire mobilise un faible volume de matériaux, mais il est fréquent et efficace dans l'érosion de la falaise des deltas de lave récemment construits. Il participe également à la morphogenèse d'autres bas escarpements côtiers taillés dans des roches cohérentes et fortement diaclasées (Trenhaile, 1987). La résistance mécanique de la roche à l'action des vagues dépend, en effet, de la résistance à l'écrasement, à la traction, au cisaillement, aux chocs et à la pénétration (Sunamura, 1992) qui décroissent lorsque la fissuration augmente, comme cela a été confirmé par des mesures de résistance de la roche basaltique aux forces compressives sur l'île Lord Howe, à l'est de l'Australie (Dickson *et al.*, 2004). L'attaque marine va donc exploiter ces lignes de faiblesse en débitant la falaise en blocs, en forme de dalles, de pavés ou de prismes, comme cela avait déjà été mis en évidence à Hawaï par R. Moberly *et al.* (1963) et relevé sur d'autres rivages volcaniques (Moign et Moign, 1970 ; Robert, 1974 ; Pomel, 1986 ; Trenhaile, 1987 ; Pirazzoli, 1993).

42 La plupart des dépôts observés en contrebas des falaises basaltiques pahoehoe d'Hawaï ont été interprétés comme étant le produit d'éboulements. Il s'agit le plus souvent de gros blocs métriques aux arêtes émoussées rapidement colonisés par des algues encroûtantes (*Hydrolithon onkodes*). Les débris moins grossiers subissent une attrition plus rapide, comme en témoigne la présence de grèves de galets ovoïdes de 10 à 50 cm de grande longueur au pied de deltas âgés de seulement quelques années et en cours de destruction par éboulement. La morphologie de ces galets, caractérisée par un indice de sphéricité CSI (*Corey Shape Index*) moyen et un indice d'émoussé DRI (*Disc-Rod Index*) élevé, est de type massif émoussé ou parfois allongé qui traduit un façonnement dans un milieu de haute énergie (Illenberger, 1991).

Le basculement de pans de falaise

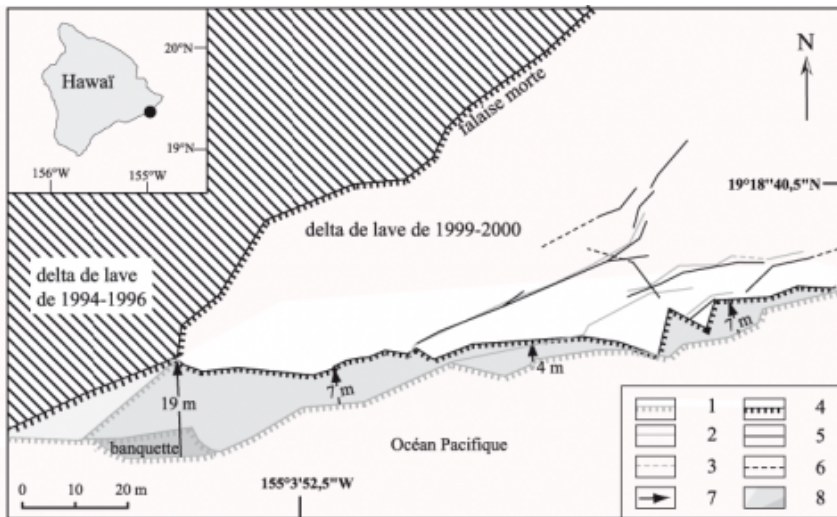
43 La fissuration intense des coulées de lave pahoehoe, accentuée dans la partie distale du delta par l'appel au vide et la décompression (Whalley, 1984 ; Trenhaile, 1987), facilite également le recul de la falaise, par basculement le long de fractures plus ou moins parallèles au trait de côte. Ce mouvement de masse est, en effet, typique des roches à fracturation subverticale (Sunamura, 1992). Généralement, la tranche de roche est mince, large de quelques mètres, ce qui facilite le basculement, même si la longueur des pans de falaise prêts à basculer peut atteindre 20 m.

44 Le pan de falaise se décolle progressivement du delta, sous l'effet conjugué de la détente et de la gravité si la falaise est suffisamment haute, des coups de boutoir des vagues, et, éventuellement, d'un lent glissement des débris sous-jacents. Lorsque la tension est trop grande, le point de rupture est atteint et le bloc bascule. L'action des vagues est sans doute déterminante pour déclencher ce mouvement gravitaire, mais des observations sur la falaise morte montrent que celui-ci peut se passer de leur concours. L'arrivée d'une nouvelle coulée de lave est un autre facteur pouvant faciliter le basculement de pans de falaise.

45 Le suivi au tachéomètre laser de profils topographiques de deltas de lave récemment inactifs du Pu'u 'O'o (Marie, 2003) montrait l'ouverture de fractures de distension sur leur marge externe, avec un élargissement de la partie distale des profils (fig. 4B). La cartographie, à l'aide d'un théodolite, d'une portion du delta de Lae'apuki a également mis en évidence l'apparition entre 2001 et 2002 de nouvelles fractures vers l'intérieur des terres, après un recul du trait de côte s'élevant à 7 m en près de 16 mois (fig. 6). On peut donc déduire qu'une fois le panneau de lave basculé, de nouvelles fractures se créent sur la partie distale du delta, initiant une nouvelle phase de basculement.

Fig. 6 – Recul de la partie occidentale du delta de lave de Lae'apuki entre le 17 juin 2001 et le 6 octobre 2002.

Fig. 6 – Retreat of the western part of the lava delta of Lae'apuki between June 17, 2001 and October 6, 2002.



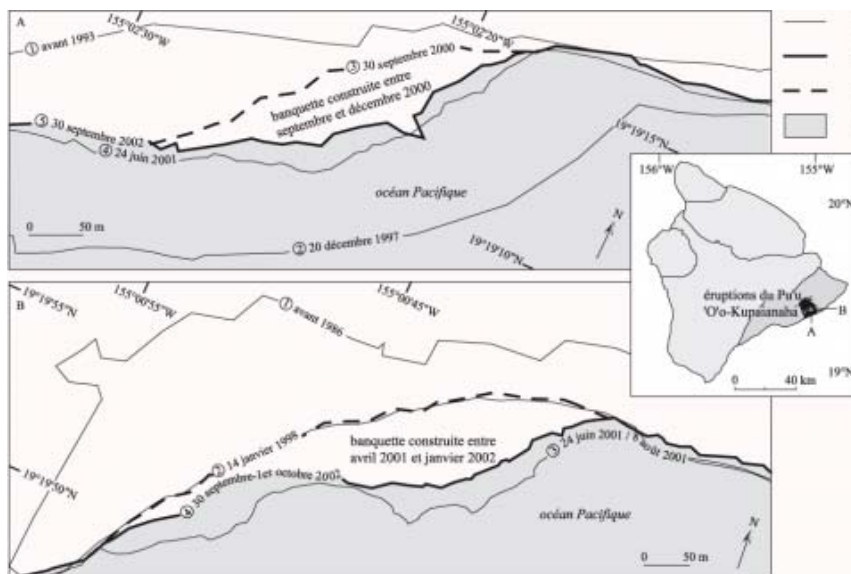
1 : falaise le 17 juin 2001 ; 2 : fracture le 17 juin 2001 ; 3 : fracture étroite et/ou discontinue le 17 juin 2001 ; 4 : falaise le 6 octobre 2002 ; 5 : fracture le 6 octobre 2002 ; 6 : fracture étroite et/ou discontinue le 6 octobre 2002 ; 7 : recul entre le 17 juin 2001 et le 6 octobre 2002 (en mètres) ; 8 : portion du delta érodée.
 1 : cliff on June 17, 2001 ; 2 : crack on June 17, 2001 ; 3 : narrow and/or discontinuous crack on June 17, 2001 ; 4 : cliff on October 6, 2002 ; 5 : crack on October 6, 2002 ; 6 : narrow and/or discontinuous crack on October 6, 2002 ; 7 : retreat between June 17, 2001 and October 6, 2002 (in m) ; 8 : eroded part of the delta.

Irrégularisation puis régularisation du trait de côte des deltas de lave

46 Le recul des deltas de lave est discontinu dans le temps, s'effectuant au gré des effondrements et des tempêtes. Différentes phases ont été mises en évidence dans l'évolution longitudinale de la ligne de rivage. Les grands effondrements sculptent les deltas, leur donnant progressivement une forme plus irrégulière et découpée (fig. 7A). Ils laissent en saillie des promontoires, parfois longs de plusieurs dizaines de mètres, correspondant à des secteurs préservés de tout effondrement ou à des secteurs indurés du delta, résistants à l'érosion marine et moins sujets aux mouvements de terrain. Il pourrait s'agir dans certains cas de tubes de lave non drainés dont les parois auraient fondu sous l'effet de la chaleur de la lave et auraient été refroidies ensuite. Ce phénomène a déjà été observé dans des tubes de lave à Hawaï (Kauahikaua *et al.*, 2003) et pourrait provoquer une induration et une cohérence plus importantes de la roche (vacuolisation et fissuration probablement faibles).

Fig. 7 – Exemples d'irrégularisation et de régularisation longitudinale du trait de côte démontrés à partir de levés au GPS portable.

Fig. 7 – Maps of an irregular coastline and of shoreline grading using a portable GPS survey.



A : irrégularisation du trait de côte de la banquette de Kamokuna entre 2001 et 2002 ; B : régularisation du trait de côte de la banquette de Kupapa'u Est entre 2001 et 2002. 1 : ancien trait de côte (avec date et ordre) ; 2 : trait de côte à l'automne 2002 ; 3 : falaise morte à l'automne 2002 ; 4 : étendue océanique à l'automne 2002. Sources : levés au GPS effectués par D. Sherrod -USGS (1997, 1998, 2001) et G. Marie (2002). N.B. : la précision (x, y) des

tracés est de l'ordre de 5 à 15 m (déterminée à partir de mesures diachronique de points repère).

A : irregular coastline of the Kamokuna bench between 2001 and 2002 ; B : grading of the coastline of East Kupapa'u bench between 2001 and 2002 ; 1 : old coastline (with date and order) ; 2 : coastline in autumn 2002 ; 3 : abandoned cliff in autumn 2002 ; 4 : ocean in autumn 2002. Sources : GPS surveys by D. Sherrod -U.S.G.S. (1997, 1998, 2001) and G. Marie (2002). Note : the x, y accuracy of the lines ranges from 5 to 15 m (estimated by diachronic measurements of referenced points).

- 47 Sur le plus long terme, les dynamiques côtières et les processus agissant sur les falaises deviennent dominants et entraînent progressivement une simplification longitudinale du trait de côte, généralement en quelques années. Les marges latérales des banquettes forment un angle avec la falaise plus ancienne et concentrent donc, dans un premier temps, l'attaque des vagues. Ainsi, sur la banquette de Lae'apuki, l'extrémité occidentale recule particulièrement vite avec un retrait de 19 m en près de 16 mois, contre 4 à 7 m plus à l'est (fig. 6). La figure 7B illustre cette régularisation de la ligne de rivage, l'imprécision dans la localisation des points levés au GPS portable, estimée à 5-15 m à partir du levé diachronique de points de repère sur la falaise entre 2000 et 2003, ne modifiant pas la géométrie du tracé.

Conclusion

- 48 Si l'antagonisme entre l'action des processus endogènes et des agents exogènes est original sur les rivages des édifices volcaniques actifs, l'intérêt de l'étude réside dans le questionnement sur la temporalité des processus morphogéniques. Il est en effet souvent difficile de distinguer parmi les processus à l'origine de la progradation ou du recul des deltas de lave les mécanismes de déclenchement des mécanismes qui les préparent. L'étude menée à Hawaï sur les deltas construits par les éruptions du Pu'u 'O'o-Kupaianaha a pour objectif de mieux comprendre ce décalage temporel qui peut exister entre, d'une part, l'arrivée d'une coulée sur le littoral et la genèse d'un delta « mûr » et, d'autre part, entre un événement morphogène et l'érosion de la falaise qui limite ce delta.
- 49 Le soubassement instable caractéristique de ces formes d'accrétion contrôle l'extension et la mobilité du delta. Des formes originales sont façonnées sur ou au pied de l'abrupt côtier en marge du delta, permettant sa progression. L'analyse de ces formes a permis de dégager différents stades dans la progression des deltas de lave, en complément des travaux précédents. Notre étude semble montrer que l'intervention combinée de fortes houles, de séismes de forte magnitude ou de secousses répétées puisse jouer un rôle dans le déclenchement des glissements sous-marins responsables en surface des effondrements, sans que la conséquence sur le recul soit forcément immédiate. Dans le même temps, l'attaque des vagues et l'intervention de la gravité sur la partie distale des deltas participent au façonnement et au retrait rapide d'une falaise (plusieurs dizaines de mètres par an).
- 50 Lorsque l'assise hydroclastique du delta devient relativement stable, le recul de l'abrupt côtier, induit essentiellement par les éboulements et les basculements de pans rocheux, se poursuit à un rythme annuel pluri-métrique pendant une dizaine d'années. La fracturation des coulées de lave pahoehoe facilite le démantèlement sous les coups de boutoir des vagues. Là encore, les mécanismes à l'origine des mouvements, essentiellement l'alternance compression/détente à chaque déferlement de vague et la chute par appel au vide, se relaient dans le temps et l'espace, façonnant parfois des formes temporaires (encoche d'abrasion basale, pan rocheux détaché du trait de côte, parfois en cours de lent basculement, indentation).
- 51 L'analyse des formes sur le terrain et leur interprétation en termes de processus a permis de mettre en évidence la mobilité particulièrement importante du trait de côte des deltas de lave actifs et inactifs depuis peu, qui ont été construits par les éruptions récentes du Kilauea. Il existe, dans un premier temps, un équilibre fragile qui se crée entre, d'une part, les dynamiques d'accrétion susceptibles de napper les fonds sous-marins de débris et de permettre l'allongement du delta, et, d'autre part, les mouvements de terrain sous-marins et l'attaque des vagues provoquant l'érosion de celui-ci. Dans un second temps, seuls les dynamiques côtières et les processus gravitaires, qui s'exercent sur la falaise, participent activement au recul du trait de côte, entraînant généralement son irrégularisation, puis sa régularisation longitudinale en quelques années.
- 52 Comme les processus agissent le plus souvent en relais, il a parfois été difficile de distinguer leur action respective. Des travaux, à Hawaï ou sur d'autres littoraux volcaniques en construction, pourraient répondre à ces interrogations dans le futur. Ces recherches

s'inscrivent en effet dans le cadre d'une approche globale de l'évolution morphologique des côtes volcaniques, depuis la genèse des deltas de lave jusqu'au façonnement de mégafalaises et de microformes évoluées.

Bibliographie

Caplan-Auerbach J., Fox C.G., Duennebier F.K. (2001) – Hydroacoustic detection of submarine landslides on Kilauea Volcano. *Geophysical Research Letters*, 28, 9, 1811-1813.

Chadwick W.W. Jr., Smith J.R. Jr., Moore J.G., Clague D.A., Garcia M.O., Fox C.G. (1993) – *Bathymetry of south flank of Kilauea Volcano, Hawaii (1/150 000)*. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map MF-2231.

Dickson M.E., Kennedy D.M., Woodroffe C.D. (2004) – The influence of rock resistance on coastal morphology around Lord Howe Island, southwest Pacific. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 629-643.

Douglas G.R., McGreevy J.P., Whalley W.B. (1994) – Mineralogical Aspects of Crack Development and Freeface Activity in some Basalt Cliffs, County Antrim, Northern Ireland. In Robinson D.A. and Williams R.B.G. (Eds.) : *Rock weathering and Landform Evolution*, J. Wiley and Sons, Chichester, 73-88.

Dumont J.-F., Santana E., Thouret J.-C. (2001) – Volcanic land aggradation versus wave differential erosion; coastal landforms of Galapagos. Fifth International Conference on Geomorphology, Tokyo, 23-28 août 2001, Abstracts of conference papers, *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 22, 4, C-57.

Fletcher C.H., Grossmann E.E., Richmond B.M., Gibbs A.E. (2002) – *Atlas of Natural Hazards in the Hawaiian Coastal Zone*. U.S. Geological Survey, Geologic Investigations Series I-2761, 182 p.

Heliker C., Brantley S.R. (2004) – *The Ongoing Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii*. U.S. Geological Survey Fact Sheet 2004-3085, 2 p.

Hon K., Mattox T., Kauahikaua J., Kjargaard J. (1993) – The construction of pahoehoe lava deltas on Kilauea Volcano, Hawaii. *Eos, Transactions, American Geophysical Union supplement*, 74, 43, 616.

Illenberger W. K. (1991) – Pebble shape (and size !). *Journal of Sedimentary Research*, 61, 5, 756-767.

Jones J. G., Nelson P. H. H. (1970) – The flow of basalt lava from air into water - its structural expression and stratigraphical significance. *Geological Magazine*, 107, 1, 13-19.

Kauahikaua J., Denlinger R., Foster J., Keszthelyi L. (1993) – Lava delta instability: Is it mass-wasting or is it triggered by lava flowing through tubes? *Eos, Transactions, American Geophysical Union supplement*, 74, 43, 616.

Kauahikaua J., Sherrod D.R., Cashman K.V., Heliker C., Hon K., Mattox M.N., Johnson J.A. (2003) – Hawaiian Lava-Flow Dynamics during the Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption : A Tale of Two Decades. In Heliker C., Swanson D.A., Takahashi J.T. (Eds.) : *The Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii : The First 20 Years*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1 676, 63-87.

Kelly K.M., Hon K., Tribble G. (1989) – Bathymetric and submarine studies of an active lava delta near Kupapau Point, Kilauea Volcano, Hawaii. *Eos, Transactions, American Geophysical Union supplement*, 70, 1 202.

Kokelaar P. (1986) – Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 48, 275-289.

Lipman P.W., Lockwood J.P., Okamura R.T., Swanson D.A., Yamashita K.M. (1985) – Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea Volcano, Hawaii. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1276, 45 p.

Macdonald G.A. (1954) – Activity of Hawaiian volcanoes during the years 1940-1950. *Bulletin of Volcanology*, 15, 11, 119-179.

Macdonald G.A. (1974) – East Puna. In Greeley R. (Ed.) : *Guidebook to the Hawaiian Planetology Conference*, National Aeronautics and Space Administration, TMX 62362, Washington DC, 248-254.

Macdonald G.A., Eaton J.P. (1964) – Hawaiian Volcanoes during 1955. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1 171, 170.

Marie G. (2002) – Apports de différentes techniques à la compréhension de la corrosion sur les littoraux volcaniques hawaïens. In Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (Eds.), *Actes du Colloque Geomorphology : from Expert Opinion to Modelling, A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet*, Strasbourg, 26-27 avril 2002, 243-250.

Marie G. (2003) – Vitesses d'évolution et dynamiques des falaises basaltiques de l'île d'Hawaï. *Hommes et Terres du Nord*, 1, 2-11.

Marie G., Sherrod D.R., Kauahikaua J.P. (2003) – Long-term instability and retreat of lava deltas of Kilauea Volcano, Hawaii. Abstract Volume of the *Cities On Volcanoes 3 Meeting*, Hilo, 14-18 juillet 2003, 82.

Mattox T.N. (1993) – Where lava meets the sea : Kilauea Volcano, Hawaii. *Earthquakes and Volcanoes*, 24, 4, 160-177.

- Mattox T.N., Mangan M.T. (1997)** – Littoral hydrovolcanic explosions : a case study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75, 1-2, 1-17.
- Moberly R., Cox D.C., Chamberlain T., McCoy F.W., Campbell J.F. (1963)** – *Coastal geology of Hawaii*. Hawaii Institute of Geophysics, rapport n° HIG 41, Honolulu, 216 p.
- Moberly R., Chamberlain T. (1964)** – *Hawaiian beach systems*. Hawaiian Institute of Geophysics, Technical Report n° 64-2, Honolulu, 177 p.
- Moign Y., Moign A. (1970)** – Les îles Heimaey et Surtsey de l'archipel volcanique Vestmannaeyjar (Islande). Étude du littoral. *Norvís*, 67, 305-334.
- Moore J.G., Ault W.U. (1965)** – Historic Littoral Cones in Hawaii. *Pacific Science*, 19, 3-11.
- Moore J.G., Phillips R.L., Grigg R.W., Peterson D.W., Swanson D.A. (1973)** – Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 537-546.
- Norrman J.O. (1980)** – Coastal erosion and slope development in Surtsey Island, Iceland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd., 34, 20-38.
- Ottman F. (1965)** – *Introduction à la géologie marine et littorale*. Masson, Paris, 260 p.
- Paskoff R. (1981)** – *L'érosion des côtes*. Coll. Que sais-je ? n° 1902, P.U.F., Paris, 128 p.
- Peterson D.W. (1972)** – Shoreline behavior of active pahoehoe lava at Kilauea Volcano in 1971. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 4, 217-218.
- Pirazzoli P. A. (1993)** – *Les littoraux, leur évolution*. Nathan, Paris, 192 p.
- Pomel R. S. (1986)** – *Morphologie volcanique et paléoclimatologie des îles Canaries, comparaison avec d'autres milieux volcaniques insulaires*. Thèse d'Etat de l'université d'Aix-en-Provence, Institut de Géographie, 3 vol., 1 083 p.
- Richards A.F. (1966)** – Geology of the Islas Revillagigedo, 3, Effects of erosion on Isla San Benedicto 1952-61 following the birth of Volcán Bárcena. *Bulletin of Volcanology*, 28, 381-403.
- Robert R. (1974)** – *Morphologie littorale de la Réunion*. Thèse de 3e cycle de l'université de Montpellier, 2 vol., 27+110 p.
- Roggenthen W.M. (1994)** – A ground-penetrating radar survey of the active Kamoamo delta, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 26, 7, A-118.
- Sheridan M.F., Wohletz K.H. (1983)** – Hydrovolcanism : basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 1-29.
- Site Internet H.V.O. (2005)** – Eruption Update November 30, 2005. <http://hvo.wr.usgs.gov/U.S.G.S.>
- Skilling I.P. (2002)** – Basaltic pahoehoe lava-fed deltas : clast generation, emplacement mechanisms and environmental discrimination. In Smellie J.L. and Chapman M.G. (Eds.) : *Volcano-Ice Interaction on Earth and Mars*. Geological Society of London, Special Publication, 202, London, 91-113.
- Stearns H.T., Macdonald G.A. (1946)** – *Geology and ground water resources of the Island of Hawaii, Hawaii*. Hawaiian Division of Hydrography Bulletin, 9, 363 p.
- Sunamura T. (1983)** – Processes of sea cliff and platform erosion. In Komar P. D. (Ed.) : *C.R.C. Handbook of Coastal Process and Erosion*. C.R.C. Press, Boca Raton, 233-265.
- Sunamura T. (1992)** – *Geomorphology of Rocky Coasts*. J. Wiley and sons, Chichester, 302 p.
- Tilling R. I. (1977)** – Summary of eruptive events. In "Hawaiian Volcano Observatory : Summary 70 . April, May and June 1973". U.S. Geological Survey, Menlo Park, 1.
- Trenhaile A.S. (1987)** – *The geomorphology of rocky coasts*. Oxford University Press, Oxford, 384 p.
- Tribble G.W. (1991)** – Underwater observations of active lava flows from Kilauea Volcano, Hawaii. *Geology*, 19, 6, 633-636.
- Whalley W.B. (1984)** – Rockfalls. In Brunsten D., Prior D. P. (Eds.) : *Slope Instability*. J. Wiley and sons, Chichester, 217-256.
- Wolfe E.W., Morris J. (1996)** – *Geologic map of the island of Hawaii (1/100 000)*. U.S. Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series Map I-2224-B, 3 feuilles.

Annexe

Abridged English Version

Lava deltas are composed of a platform of subaerial lava flows built on a hydroclastic debris base, produced mainly by hydromagmatic explosions and strengthened by submarine lava flows (Mattox and Mangan, 1997). Here, we analyse the processes that prepare and trigger the growth and destruction of active and recently extinct lava deltas of the Pu'u'O'o-Kupaianaha eruptions (fig. 1).

As a complement to previous studies, observation of the original landforms being shaped on the cliff or at its foot around the edge of the delta allowed us to distinguish various stages in the progression of the lava deltas (Moore et al., 1973 ; Hon et al., 1993; Kauahikaua et al., 1993, 2003). Firstly, an advancing lava flow covers the old cliff, forming lava draperies, "stalactites" and "stalagmites" (fig. 3A). When the lava meets sea water, a series of landforms can be constructed (fig. 2): lava dribble, when the lava cascades from the cliff top or the outlet of a lava tube on the cliff; lava tongues, which advance slowly on the beach, pushing sand and forming a border a few centimeters high; accumulation of lithic debris and cooling lava, which allows delta growth; and headlands along a lava tube.

Progressively, the lava flows reaching the shore form a "lava foot", generally a bench ca. 10 m in length and a few metres in thickness and width. This initial stage can be explained by the absence of a sufficiently broad basement of debris for the development of a larger delta, thus preventing seaward extension. Subsequently, the landform extends gradually, laterally and seaward, to create a lava delta over the deposit of clasts resulting from hydromagmatic explosions and fragmentation by the waves. Although bathymetry controls the growth of the lava delta (Kauahikaua et al., 2003; Marie et al., 2003), wave direction may also affect its general shape.

In addition to this extension of the lava deltas, several processes related to the mobility of the base and undercutting by waves can erode the delta. The sudden partial or total collapse of an active lava delta results from landslides on the unstable slope of debris (Mattox and Mangan, 1997). On the surface, the collapse of parts of delta may be delimited by planes of weakness present on the subaerial rigid part. Measurements of cliff retreat on the lava deltas built by the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruptions showed rates of tens of metres during the first year following the interruption of lava supply, thus indicating the possibility of collapses during this period (Marie, 2003).

A study was undertaken to investigate whether current seismicity can generate collapses. Correlation was difficult because of the lack of data concerning the collapses. Nevertheless, they suggest that earthquakes M_d 5–6 (coda duration magnitude) with an epicentre located several tens of kilometres from the lava deltas can weaken the delta through the opening of fractures, and can increase instability on the debris slope (tab. 1). Smaller earthquakes (M_d 3–4) at similar distance or even smaller but closer earthquakes may impact on the stability of the deltas. The many earthquakes in the hours, days, or weeks that precede collapse also destabilise the lava deltas. Analysis of high surf events during periods of collapse does not provide clear results (fig. 5), even though conditions involving swell most probably weaken the lava deltas due to pounding by the waves. This provokes disturbances on the high part of the submarine slope of debris, preparing the erosion without leading to it.

Marine dynamics and associated slope processes on the cliff remain negligible compared to collapses, but their importance in lava delta retreat increases gradually, becoming prominent once the delta becomes inactive. Wave action is particularly efficient in young lava flows, often shaping a wave notch at the base of the cliff (fig. 3B). The suction effect and repeated shocks imparted on the jointed rock by waves (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992) trigger frequent rockslides characterised by clastic disintegration during the fall. On low cliffs, rockslides are sometimes only caused by the action of the wave breaking the cliff and carrying away the debris, without the assistance of gravity.

Pressure caused by the pounding of the waves, gravity, and sometimes hydromagmatic explosions or underlying slides, create a slow detachment of the cliff along the cracks, followed by a topple. Surveys of deltas have pointed to the cyclicity of such topples, with the opening of tensional cracks, the progressive topple of the cliff slab (sometimes forming an indentation along the coastline), and the opening of new cracks along the new cliff (figs. 4 and 6).

Coastlines made up of lava deltas tend to become irregular during their first months of existence (fig. 7). Headlands grow outward from the discharge of lava tubes. Subsequently, marine dynamics progressively coastal grade the coastline over a span of several years.

Pour citer cet article

Référence électronique

Guillaume Marie, « Processus préparant la construction et l'érosion des deltas de lave formés par les coulées du volcan Kilauea (Pu'u 'O'o-Kupaianaha, Hawaï) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2/2006, [En ligne], mis en ligne le 01 juillet 2008. URL : <http://geomorphologie.revues.org/index528.html>. Consulté le 07 mai 2010.

Auteur

Guillaume Marie

Laboratoire Géomer, LETG UMR 6554 - CNRS, IUEM, université de Bretagne Occidentale, place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané. Courriel : [guillememarie\(at\)yahoo\[point\]com](mailto:guillememarie@yahoo[point]com)

Droits d'auteur

© Groupe français de géomorphologie