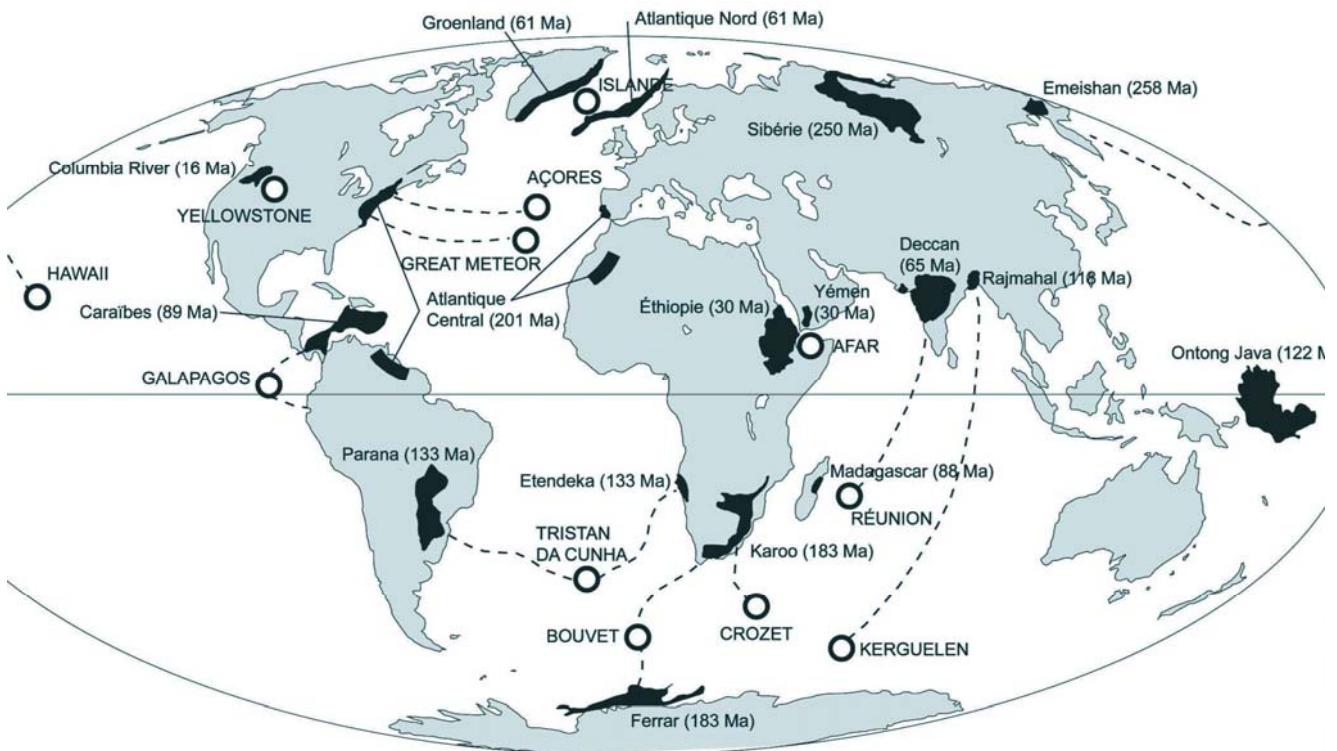


Points chauds et volcanisme intraplaque

Jacques-Marie Bardintzeff,

IUFM de l'académie de Versailles, université de Cergy-Pontoise, et laboratoire de Pétrographie-Volcanologie, bât. 504, et équipe Planétologie, UMR CNRS IDES 8148, université Paris-Sud, 91405 Orsay.

Cet article fait suite à la conférence « Mises au point en volcanologie : éruptions explosives, points chauds et panaches » donnée par J.-M. Bardintzeff à la SAGA, au Muséum national d'Histoire naturelle, le 6 avril 2013. Il est extrait, modifié et simplifié, du livre « Volcanologie » (4^e édition) de J.-M. Bardintzeff, publié aux éditions Dunod, en 2011.



Les grandes provinces magmatiques : trapps et plateaux océaniques (âges en millions d'années).
Les cercles représentent les emplacements des points chauds actuels associés.
(Modifié d'après Richards et al., 1989 ; Coffin et Eldholm, 1993 ; Courtillot et Renne, 2003).

1. Points chauds

Certains volcans occupent une position originale en situation intraplaque, continentale ou océanique. Paradoxalement, il en existe davantage au milieu des océans qu'au sein des continents, probablement parce que la croûte océanique, plus mince, plus chaude et donc plus plastique que la croûte continentale, offre moins de résistance aux magmas.

Ces volcans restent sous-marins, ou émergent et forment des îles : Hawaï (photo 1), Polynésie française, Réunion (photo 2), Terres Australes françaises (Kerguelen, Crozet, Amsterdam).

Ces volcans, relativement isolés, résultent de l'activité d'un « point chaud » (*hotspot*), zone locale anormalement chaude, relativement fixe par rapport aux plaques mobiles.



Photo 1. Lac de lave à Hawaii.

L'origine des points chauds fait l'objet de nombreuses discussions. Ils sont l'expression superficielle d'une anomalie thermique profonde responsable d'une lente montée de matière (panache, ou *plume*), à l'état solide mais visqueux. Ceci se traduit plus près de la surface par une déchirure lithosphérique et une fusion mantellique à l'origine du magmatisme de point chaud. Les points chauds sont souvent situés en contexte intraplaque mais certains prennent aussi naissance à la limite de deux plaques, ou près de celles-ci. En Islande, dans un contexte complexe, l'activité du point chaud s'ajoute à celle de la dorsale médio-atlantique.



Photo 2. Éruption au piton de la Fournaise, île de la Réunion.

2. Panaches

Les panaches prennent naissance au niveau des interfaces noyau-manteau inférieur (couche D'') à 2 900 km de profondeur (panaches primaires), ou manteau inférieur-manteau supérieur à 670 km de

profondeur (panaches secondaires), parfois encore plus superficiellement (panaches tertiaires) (Courtillot et *al.*, 2003) : la couche sous-jacente, plus chaude, chauffe la couche située au-dessus. Se développent alors des instabilités, en forme de panache, qui montent vers la surface.

Parmi les 49 *hotspots* terrestres repérés, sept (Hawaii âgé de 80 Ma, île de Pâques, de 100 Ma, Louisville, de 115 Ma, dans le Pacifique, en liaison avec Ontong Java, Afars, de 30 Ma, Islande, de 60 Ma, Réunion, de 65 Ma, Tristan da Cunha, de 130 à 133 Ma, dans l'Atlantique) auxquels s'ajoutent éventuellement trois autres (Marquises, Galápagos, Kerguelen), sont primaires et relativement fixes (dérive maximum de 5 mm/an). Les *hotspots* secondaires (au nombre d'une vingtaine, ex : Pitcairn-Gambier, Société, Australes) prennent en fait naissance à partir de deux super-panaches plus profonds, situés l'un sous l'Afrique, l'autre sous le Pacifique. Enfin, les *hotspots* tertiaires (une vingtaine, ex. : Canaries) superficiels, correspondent à une simple déchirure lithosphérique.

La géométrie d'un panache évolue au cours du temps. Dans un premier temps, les panaches sont formés d'une « tête », qui grossit durant l'ascension (vitesse de montée à l'état visqueux de quelques centimètres à un mètre/an⁻¹, soit quelques millions d'années entre l'initiation et l'arrivée) jusqu'à atteindre un diamètre maximum de l'ordre de 1 000 km à la base de la lithosphère. La tête s'aplatit quand le panache est arrêté à la base de la lithosphère pour former un disque de 2 000 km de diamètre pour 180 km d'épaisseur. Dans d'autres cas, la tête mesure seulement 250 km de diamètre et forme un disque de 500 km de diamètre. En montant, la tête du panache « s'enrichit » en incorporant du manteau alentour. La différence de température avec le manteau qui l'entoure est de 100 à 400 °C. À ce stade, les points chauds sont particulièrement actifs et peuvent donner naissance par fusion mantellique à de grands plateaux basaltiques (*trapps*) de type Deccan, en Inde. Ensuite, les panaches acquièrent l'aspect plus classique qu'on leur connaît, lorsque se met en place la « queue », d'un diamètre de l'ordre de 200 km.

L'île de Tristan da Cunha, au milieu de l'océan Atlantique Sud, correspond à la queue résiduelle actuelle d'un point chaud dont la tête donna naissance, il y a 130 à 133 Ma, aux *trapps* du Parana, au Brésil, et de l'Etendeka, en Namibie, alors conjoints. Les rides asismiques de Rio Grande et de Walvis témoignent de l'activité continue du point chaud.

3. Des alignements volcaniques

Les alignements volcaniques existent en grand nombre dans l'océan Pacifique : Hawaii - Empereur, Polynésie française (Marquises, Tuamotu - Gambier,

Société, Australes), liés à autant de points chauds, parfois encore actifs. On note une corrélation linéaire entre l'âge du volcanisme aérien et la distance à un repère donné, supposé proche du point chaud, à l'origine de l'ensemble. La pente correspond à la vitesse de défilement de la plaque au-dessus du point chaud, fixe ou presque. Historiquement, les premières estimations de vitesse de plaques ont été possibles par cette méthode. Les légères différences observées entre les vitesses de la plaque Pacifique, calculées à partir des divers alignements volcaniques, prouveraient que les points chauds ne sont pas absolument fixes. Ils dériveraient parfois lentement, à une vitesse de l'ordre d'un centimètre par an.



Photo 3. La caldeira du Manengouba, dans la Ligne volcanique du Cameroun.

Un point chaud manifeste une activité continue, mais avec des variations d'intensité, durant plusieurs dizaines de millions d'années. Au contraire, les alignements d'îles sont discontinus, en relation avec le régime tectonique local de distension : quand le volume et la masse de l'édifice sont tels que l'alimentation magmatique ne peut plus se faire, celle-ci constitue alors un nouveau volcan puis éventuellement une nouvelle île.

En contexte continental, les points chauds forment parfois de véritables *lignes chaudes*, alignements de volcans actifs simultanément, sans distribution spatiale ni temporelle. On peut citer les exemples de Yellowstone (Wyoming, 16-0 Ma) et de Raton (Nouveau-Mexique), aux États-Unis, ainsi que celui de la Ligne du Cameroun (52-0 Ma, photo 3), qui s'étend sur près de 2 000 km du lac Tchad aux îles volcaniques du golfe de Guinée.

4. Une affinité alcaline

Les produits volcaniques ont, en général, une composition alcaline. Cependant, certains ont un chimis-

me plus transitionnel en relation avec un fort taux de fusion partielle (Gambier, Kerguelen), voire franchement tholéiitique (Fangataufa, Hawaïi). Dans le substratum volcanique de Fangataufa, on note le passage entre des tholéiites caractéristiques de la séquence sous-marine et des basaltes alcalins, qui marquent la fin de l'édification sous-marine et qui se développent durant la séquence subaérienne.

De même, les volcans hawaïiens primitifs tholéiitiques font place graduellement à des basaltes alcalins, les produits des deux types étant interstratifiés dans un niveau transitoire peu épais (discussion *in* Bardintzeff *et al.*, 1994).

Les séries alcalines (riches en Na₂O, K₂O, TiO₂, Ba, Rb, Sr, Zr) se caractérisent par leurs basaltes franchement sous-saturés, à feldspathoïdes normatifs, parfois réels dans les basanites. Elles évoluent par différenciation (hawaïite, mugéarite et benmoréite intermédiaires) vers deux pôles possibles, saturé (rhyolite) ou sous-saturé (phonolite), tous les deux très alcalins, et acquièrent même parfois un caractère hyperalcalin (agpaïte). La cristallisation dans la chambre magmatique d'amphibole pauvre en silice conduit à la série saturée, alors qu'inversement la précipitation de clinopyroxène relativement riche en silice est à l'origine de la série sous-saturée (notons la quasi-absence d'orthopyroxène dans ces laves). Les phénomènes se passent dans une même chambre dont les propriétés changent selon l'ouverture ou la fermeture du système, ou bien dans deux chambres à des profondeurs différentes.

5. Les volcans d'Auvergne

Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Massif central français apparaît assez original puisqu'il présente des affinités de point chaud et de rift. Un système de rifts a effectivement été initié dès l'Éocène dans cette région. Une remontée de l'asthénosphère, de la LVZ (jusqu'à - 50 km) et du « Moho » a été mise en évidence par la sismologie. Actuellement, on note aussi un flux thermique de 105 mW.m⁻², supérieur de 25-30 mW.m⁻² à la moyenne, et une anomalie gravimétrique de Bouguer négative.

Un point chaud serait mis en évidence et sa géométrie précisée jusqu'à 270 km par tomographie sismique (Granet *et al.*, 1995) : il s'agit d'une anomalie thermique positive de 200 °C, d'un diamètre relativement faible de 200 km. Ce serait donc plutôt seulement un des diapirs mantelliques issus d'un gigantesque point chaud sous-jacent commun à toute l'Europe occidentale et centrale mais avorté en profondeur. On peut aussi considérer ce volcanisme comme la conséquence de déplacement de matériel asthénosphérique pendant la formation de la profonde

racine lithosphérique des Alpes (Merle et *al.*, 1998). Des équivalents se retrouvent en Allemagne (Vogelsberg) et en République tchèque (Bohême).

L'important volcanisme de la région « Centre-Midi » s'étale en 17 provinces et sa première activité remonte à 65 Ma. Le volcanisme se généralise à partir du Miocène et jusqu'au Pliocène, associé à la surrection d'ensemble du Massif central. Deux volcans très importants naissent alors et se développent : le Velay (14 Ma) et le Cantal (13 Ma). Le grand stratovolcan du Cantal (Plomb du Cantal, 1 854 m ; puy Mary), disséqué par l'érosion, a une importance voisine de celle de l'Etna et a dû jadis avoir une altitude équivalente de l'ordre de 3 000 à 4 000 m. Ses plus vieilles coulées datent de 13 Ma, ses plus récentes de 3 Ma.

Trois axes en divergent. L'axe le plus important, vers le nord, rassemble le Cézallier, le mont Dore et la chaîne des Puys (photo 4). Cette dernière résulte des manifestations volcaniques les plus récentes comme en témoignent les morphologies très fraîches. L'activité de cette chaîne *s.s.* (volcans coalescents entre Aydat et Beaunit) s'étale entre 90 000 et 8 300 ans (puy de la Vache), mais plutôt entre 160 000 et 6 900 ± 110 ans (Pavin) dans sa globalité (Boivin et *al.*, 2004). Les appareils volcaniques du « groupe du Pavin » (maars du Pavin et d'Estivadoux, puys de Montcineyre et de Montchal), dans le massif du Cézallier, sont les plus récents. D'autres éruptions ont peut-être eu lieu depuis mais sans laisser de preuves incontestables.



Photo 4. Le puy de Côme et l'alignement de la chaîne des Puys.

Les deux autres axes divergents ont une importance plus modeste. Il s'agit, vers le sud, du volcanisme ponctuel de l'Aubrac, des Causses, de l'Escandorgue, jusqu'au cap d'Agde. Vers le sud-est, se succèdent les volcans du Devès, du Velay et du Vivarais (volcanisme récent d'environ 30 000 ans). Les volcans ponctuels du bassin du Puy et des Coirons ont une signification comparable à ceux de Bourgogne et du

Forez (limagnes de Loire) puisqu'ils sont associés à des rifts subsidents du Jurassique au Quaternaire.

Les volcans en contexte intraplaque montrent une très grande variété de type éruptif : en général lavique, pour les volcans basaltiques, jusqu'à très explosif (rhyolite) ou effusif (dômes et intrusions de phonolite). (Photos de J.-M. Bardintzeff).

Orientation bibliographique

BARDINTZEFF J.-M., LEYRIT H., GUILLOU H., GUILLE G., BONIN B., GIRET A. et BROUSSE R. (1994) – *Transition between tholeiitic and alkali basalts : petrographical and geochemical evidences from Fangataufa, Pacific Ocean, and Kerguelen, Indian Ocean*. *Geoch. J.*, 28, 6, 489-515.

BOIVIN P., BESSON J.C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVÉ A. (de), GOURGAUD A., LABAZUY P., LAROUZIÈRE F.-D. (de), LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G. et VINCENT P.-M. (avec la participation de JANNOT S. et RAYNAL J.-P.) (2004) – *Carte volcanologique de la Chaîne des Puys, Massif central français*. 1/25 000, 4^e éd., Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Aydat.

COFFIN M.-F. et ELDHOLM O. (1993) – *Scratching the surface : estimating dimensions of large igneous provinces*. *Geology*, 21, 6, 515-518.

COURTILLOT V. E., DAVAILLE A., BESSE J. et STOCK J. (2003) – *Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, Earth Planet. Sc. Let.*, 205, 3-4, 295-308.

COURTILLOT V. E. et RENNE P. R. (2003) – *On the ages of flood basalt events*. *C. R. Geoscience*, 335, 113-140.

GRANET M., WILSON M. et ACHAUER U. (1995) – *Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, Earth Planet. Sc. Let.*, 136, 281-296.

MERLE O., MICHON L., CAMUS G. et GOËR de HERVÉ A. (de) (1998) – *L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central*. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 5, 615-626.

RICHARDS M.A., DUNCAN R.A. et COURTILLOT V.E. (1989) – *Flood basalts and hot-spot tracks : plume heads and tails*. *Science*, 246, 103-107.

Bibliographie récente de J.-M. Bardintzeff :

- « Volcanologie. De la passion à la vocation », Vuibert, 2009.
- « Le grand livre des volcans du monde, séismes et tsunamis », Orphie, 2010.
- « Volcanologie », 4^e édition, Dunod, 2011.
- « Le volcan se réveille », Le Pommier, 2012.
- « Les volcans et leurs éruptions », 2^e édition, Le Pommier, 2013.