

Colloque ”Prévision et surveillance des éruptions volcaniques”

Michel Treuil, Philippe Vidal

▶ **To cite this version:**

Michel Treuil, Philippe Vidal. Colloque ”Prévision et surveillance des éruptions volcaniques”. Colloque ”Prévision et surveillance des éruptions volcaniques”, 1984. ⟨hal-04794575⟩

HAL Id: hal-04794575

https://hal.science/hal-04794575v1

Submitted on 20 Nov 2024

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.

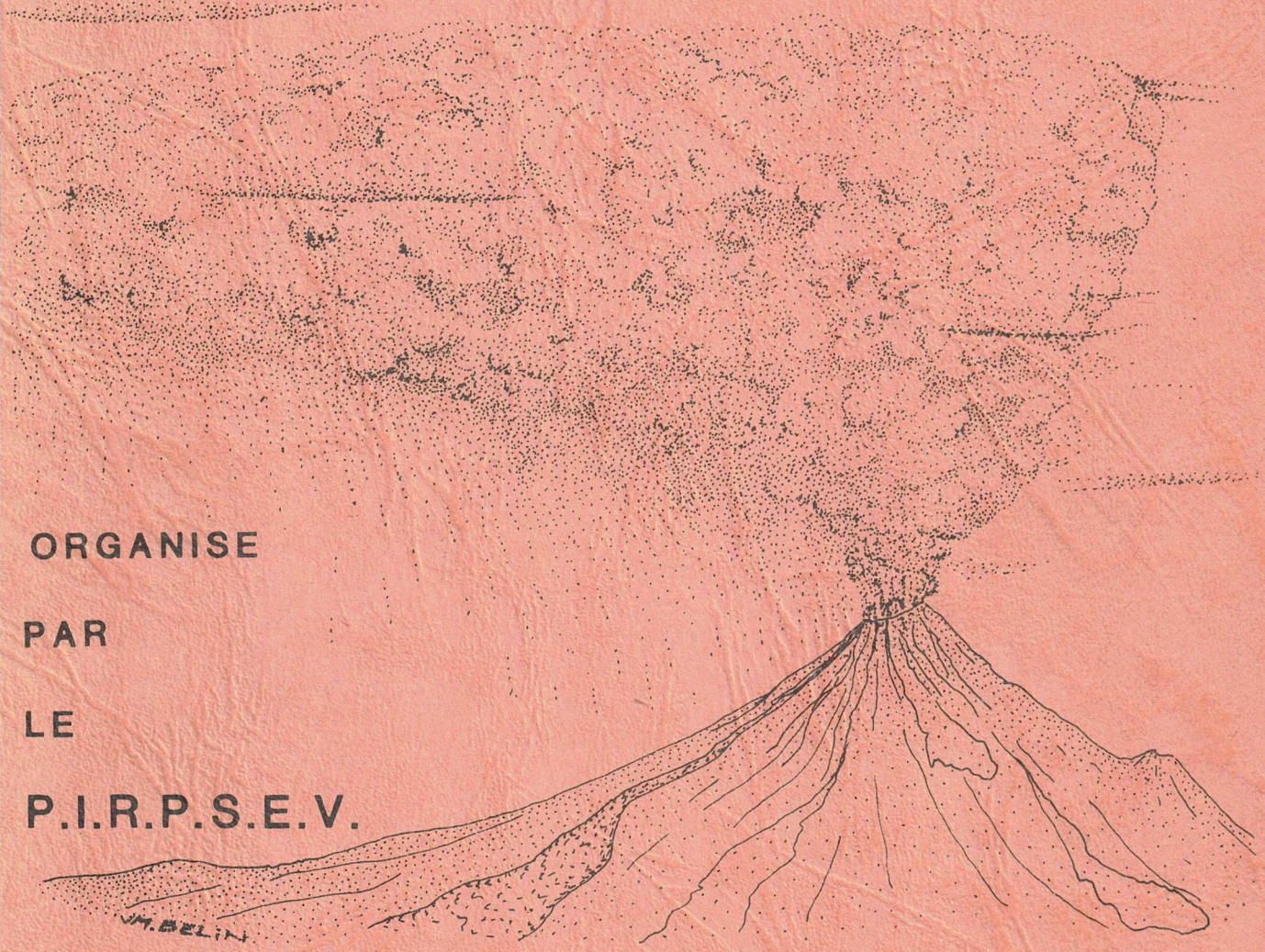
L’archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d’enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons CC BY 4.0 - Attribution - International License

COLLOQUE

"PREVISION ET SURVEILLANCE DES ERUPTIONS VOLCANIQUES"



ORGANISE

PAR

LE

P.I.R.P.S.E.V.

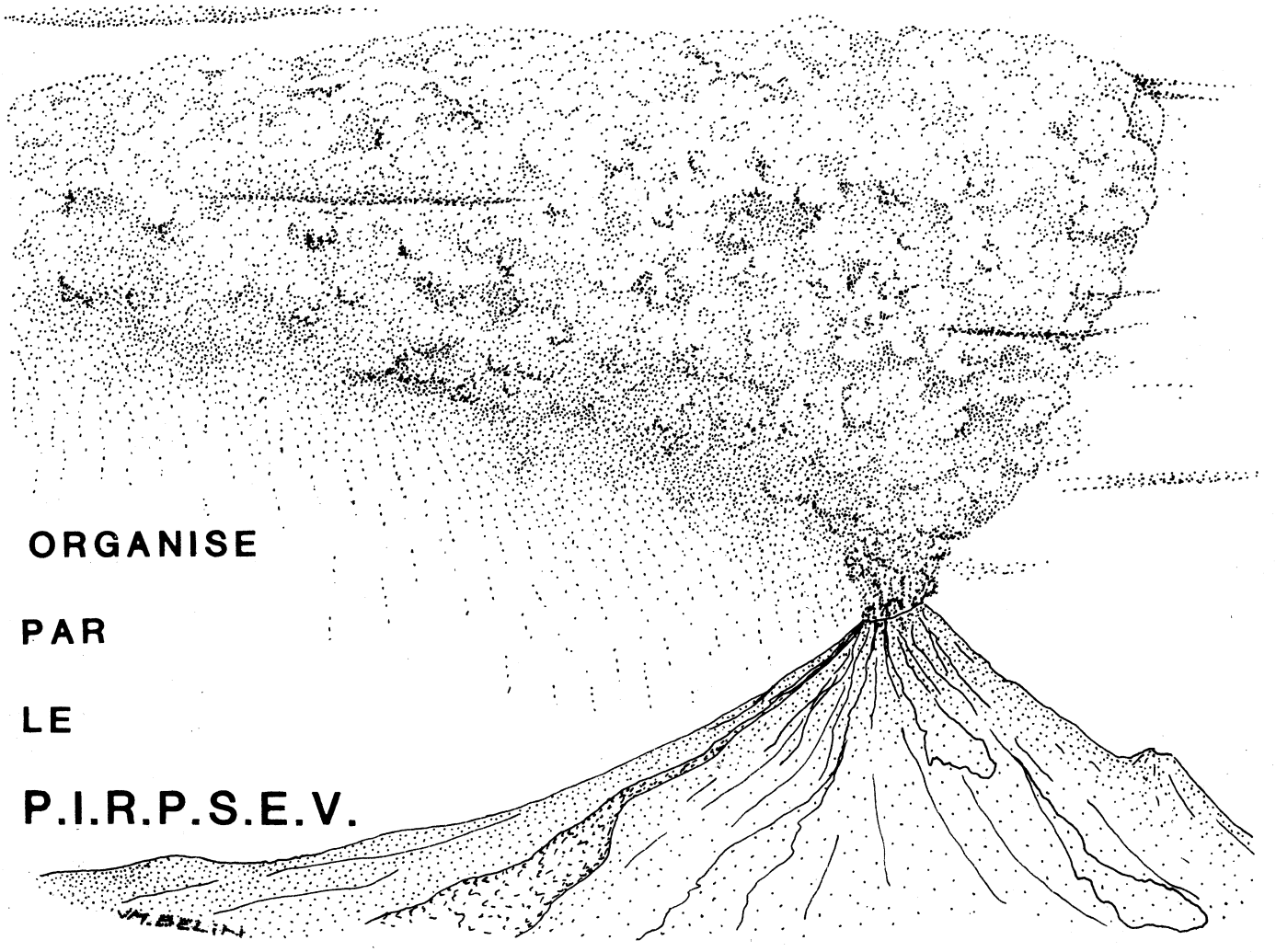
Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques

C.N.R.S. (Centre National de la Recherche Scientifique)
et I.N.A.G. (Institut National d'Astronomie et de Géophysique)

CLERMONT-FERRAND 17-18-19 Décembre 1984

COLLOQUE

"PREVISION ET SURVEILLANCE DES ERUPTIONS VOLCANIQUES"



ORGANISE

PAR

LE

P.I.R.P.S.E.V.

Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques

C.N.R.S. (Centre National de la Recherche Scientifique)
et I.N.A.G. (Institut National d'Astronomie et de Géophysique)

CLERMONT-FERRAND **17-18-19 Décembre 1984**

CNRS - INAG

COLLOQUE PIRPSEV

17-19 DECEMBRE 1984

CLERMONT-FERRAND

MAISON DES CONGRES

PRESIDENT DU COMITE D'ORGANISATION : M. Ph. VIDAL

SECRETAIRE DU COMITE D'ORGANISATION : Mme M.C. KORNPROBST

AVANT-PROPOS ..... M. Ph. VIDAL

BILAN ET PERSPECTIVE DE LA RECHERCHE
VOLCANOLOGIQUE FRANCAISE ..... M. M. TREUIL

GROUPES SPECIALISES :

HV HISTOIRE DES VOLCANS ..... p. 1
M MAGMATOLOGIE ..... p. 17
SL SILICATES LIQUIDES ..... p. 27
Ga EAUX-GAZ-AEROSOLS ..... p. 37
Ge GEOPHYSIQUE ..... p. 43
T TECTONOPHYSIQUE ..... p. 59

VOLCANS LABORATOIRES :

ETNA ..... p. 69
REUNION ..... p. 75
RIFT D'ASAL ..... p. 83
MONTAGNE PELEE ..... p. 87
SOUFRIERE ..... p. 93
COLIMA ..... p. 95

BIBLIOGRAPHIE DU PIRPSEV p.103

INDEX DES AUTEURS DES RESUMES DU COLLOQUE p.131

AVANT-PROPOS

Ce sont des frontières entre les disciplines que naissent souvent les progrès décisifs. Le PIRPSEV a-t-il réussi à faire collaborer autrement que formellement la centaine de chercheurs de spécialités très diverses, issus des Sciences de la Terre, de la Physique et de la Chimie qu'il a rassemblés depuis 5 ans? A-t-il été le lieu où ont été élaborées des techniques, méthodes et concepts nouveaux en volcanologie? Quelles ont été les retombées sur les différentes disciplines? A chacun de juger au cours des trois journées de ce colloque.

Le document ci-après favorisera cette appréciation. Il compte douze courts articles de synthèse sur les travaux des six groupes spécialisés et sur les principaux volcans laboratoires. Le parti a été pris de faire suivre chaque article de synthèse sur les groupes spécialisés par les résumés correspondants. Des corrélats atténuent le caractère arbitraire de cette classification en renvoyant aux autres groupes et aux volcans laboratoires. Ces résumés sont divers tant dans leur contenu que dans leur esprit : certains ont trait à des résultats très récents éventuellement non publiés, d'autres, à des travaux plus anciens et déjà parus. Une liste de toutes les publications soutenues totalement ou pour partie par le PIRPSEV clot cet ouvrage.

Ce colloque est donc un bilan de l'activité du PIRPSEV en tant qu'organisme interdisciplinaire du CNRS. Mais il est aussi une réflexion scientifique sur la surveillance et la prévision des éruptions volcaniques. Puisse-t-il enfin nous aider à partager avec l'écrivain la connaissance de l'"au-dessous du volcan"...

Ph. VIDAL

Président du Comité d'Organisation du Colloque
Président du Comité de Programmes du PIRPSEV

BILAN ET PERSPECTIVES
DE LA RECHERCHE VOLCANOLOGIQUE FRANCAISE

M. TREUIL - Directeur
du PIRPSEV

Le colloque de Clermont-Ferrand vient confirmer qu'il existe en France, en 1984, une recherche active en volcanologie. Tel était bien le but essentiel à atteindre, et que le Directeur Général du C.N.R.S. assignait au PIRPSEV en le créant, à l'issue de la "crise de la Soufrière" de 1976. Cette première constatation ne doit pas dissimuler les difficultés rencontrées ni les insuffisances qu'il convient d'identifier et de bien analyser pour que soient mieux valorisés encore les efforts entrepris par rapport aux objectifs fixés et aux seuls critères de qualité et d'efficacité qui doivent guider toute action scientifique. Chacun doit bien être conscient de cet état d'esprit, mais conscient aussi du fait que l'inventaire des insuffisances, généralement bien fait par notre communauté, peut sans doute favoriser la sélection et le faire valoir des individus, mais pénalise fortement les efforts et les travaux collectifs lorsque cet inventaire, s'il est justifié, n'est pas immédiatement accompagné des mesures concrètes pour y remédier.

La création du PIRPSEV fut une réponse positive, et délibérément constructive, à un constat d'échec et aux nombreuses insuffisances révélées par les sursauts d'activité de la Soufrière de Guadeloupe. Ce deuxième programme interdisciplinaire du C.N.R.S. ne devait donc pas le jour à la curiosité des Chercheurs mais à une "demande sociale" à laquelle ils n'avaient pas été en mesure de répondre convenablement. Mais une communauté scientifique ne peut être mobilisée et agir efficacement que si elle est en mesure d'associer à une sollicitation, d'où qu'elle vienne, une authentique ambition scientifique propre, et s'il lui est permis de respecter les spécificités de sa démarche.
Le PIRPSEV se devait donc de considérer les volcans non seulement comme des systèmes à comprendre pour en assurer la surveillance, mais aussi comme des moyens d'accès aux mécanismes les plus essentiels de la Géodynamique. Il devait également fonder sa stratégie sur le développement des outils indispensables à l'observation des volcans actifs mais aussi sur l'élaboration des concepts les plus fondamentaux nécessaires à l'analyse des mécanismes et à la modélisation des phénomènes.

L'objectif était bien de structurer une Science volcanologique et une communauté scientifique concernée, en faisant appel à l'indispensable synergie des disciplines scientifiques de base et des différentes méthodes d'investigation. C'est donc par rapport à cet objectif ambitieux que nous devons situer notre action, les résultats acquis et les perspectives de développement. Le colloque nous permet de faire le point et de préparer collectivement la poursuite des travaux, il est utile de dresser ici un bilan sommaire, en individualisant un peu arbitrairement les différentes facettes du développement du programme, dans le but d'organiser la discussion.

L'ETAT DE LA RECHERCHE EN VOLCANOLOGIE A LA CREATION DU PIRPSEV

Il ne servirait à rien de revenir sur la polémique et les présentations qui furent faites de la "Crise de la Soufrière" plaçant notre communauté scientifique dans une position très inconfortable. C'est sur l'avis d'une commission d'experts internationaux que le Directeur Général du C.N.R.S. tirait positivement les enseignements de cette situation concernant l'état de la recherche française dans ce domaine et la nécessité de la développer. Plusieurs raisons objectives expliquaient cet état, les plus essentielles méritent d'être rappelées pour mieux situer l'action du PIRPSEV.

La première concerne la place très modeste que les sciences de la terre ont accordée au volcanisme actif, jusqu'à une époque très récente où furent mis en évidence : l'activité des dorsales médio-océaniques, la place du volcanisme en général dans le cadre de la tectonique des plaques, et enfin, l'importance du volcanisme planétaire avec la diversité de ses manifestations en relation étroite avec l'évolution des planètes et du système solaire.

La seconde tient à une mauvaise perception des phénomènes éruptifs, manifestations spectaculaires certes, mais extrêmement brèves et superficielles à l'échelle des temps géologiques, et qui, a priori, sont mal prises en compte dans le cadre des conceptions actuelles considérant des transformations lentes et plutôt continues de notre planète.
La troisième était un sous-développement technologique total, en dehors des très modestes réseaux sismologiques immobilisés dans les deux observatoires des Antilles.

Cette situation se traduisait par une communauté entièrement tournée vers la pétrologie des roches magmatiques, et un nombre extrêmement faible de scientifiques concernés par l'étude des volcans actifs et des dynamismes éruptifs. Ainsi, en dépit des éruptions meurtrières de la Montagne Pelée et des travaux suscités à l'époque et qui font encore référence, nos connaissances des volcans actifs français étaient très incomplètes et imprécises en dehors de la pétrographie de leurs produits les plus caractéristiques et des dynamismes de leurs manifestations les plus spectaculaires. La communauté scientifique découvrit alors brutalement en 1976 combien ses connaissances de l'Histoire de la Soufrière étaient insuffisantes pour fonder valablement l'élaboration précise des scénarios possibles d'évolution de la crise. Elle prit aussi conscience de ses lacunes dans l'étude minéralogique et géochimique fine des téphras comme dans l'analyse des gaz et autres méthodes d'investigation. Elle découvrit la nécessité de "la pratique" des phénomènes éruptifs et de l'importance de l'expérience, des informations et des références ainsi acquises.

Le manque d'intérêt préalable était aussi révélé par le sous-équipement des observatoires volcanologiques et leur isolement scientifique quasi total. Seuls les souvenirs de la Montagne Pelée, une confiance quelque peu abusive en une discipline prestigieuse, la séismologie, assuraient le maintien de ces observatoires dans un état minimum de fonctionnement. Ce furent effectivement les séismographes de l'observatoire qui alertèrent les scientifiques bien avant les phases paroxysmales de l'été, et remplirent donc leur rôle avec efficacité pour déclencher l'état d'alerte. Mais ils se révélèrent très insuffisants, lorsqu'ils fut nécessaire de connaître précisément l'état du volcan et de prévoir l'évolution de son activité. C'est à ce stade qu'apparaissent les effets d'une impréparation, de l'inexistence d'une recherche de base importante et d'une communauté structurée et active dans ce domaine.

Sous-équipement des réseaux, pratique insuffisante des techniques en terrain volcanique, méthodes et techniques sollicitées tardivement, sans pratique antérieure dans ce contexte et en l'absence des indispensables préparations et étalonnages préalables sur le site, ignorance quasi totale de la structure du volcan, absence d'une réflexion approfondie sur les concepts de base et les outils théoriques indispensables à la définition des protocoles expérimentaux et à l'interprétation des résultats, s'ajoutaient à la méconnaissance de l'Histoire du volcan et de la zonéographie précise des risques. La communauté scientifique française dans son ensemble, faute de moyens suffisants, faute d'intérêt et de réflexion préalable, était alors dans l'incapacité de fournir une réponse scientifique aux questions que lui posait la crise de la Soufrière. Dans cette situation, chacun ne pouvait s'exprimer qu'individuellement, en fonction de son expérience, de son analyse ponctuelle, de ses convictions ; le débat scientifique était impossible, les mass media sûrent très bien animer les paris et la polémique.

LE DEVELOPPEMENT DE LA RECHERCHE EN VOLCANOLOGIE ET L'ETAT D'AVANCEMENT DES TRAVAUX SOUTENUS PAR LE P.I.R.P.S.E.V.

Les développements méthodologiques et technologiques

Les propos ci-dessus invitent naturellement à s'interroger sur les aptitudes actuelles de la communauté scientifique française à faire face à une crise équivalente à celle de la Soufrière. Il est certain en tous cas que les efforts n'ont pas été ménagés, par l'action conjuguée de l'I.N.A.G. et du P.I.R.P.S.E.V. les moyens consacrés à la recherche dans ce domaine ont au moins été accrus d'un ordre de grandeur.
Un troisième observatoire a été implanté sur les flancs du Piton de la Fournaise à la Réunion. Les trois observatoires volcanologiques sont dotés de réseaux modernes, non seulement pour la seismologie, mais également pour les autres disciplines, qui ont été depuis expérimentés et intégrés dans un dispositif de surveillance et dans un protocole expérimental cohérents.

Cet effort de développement des méthodes et des techniques est allé bien au-delà des seuls observatoires. Il n'était pas envisageable d'implanter un observatoire sur chaque volcan actif, aussi a-t-il été nécessaire de concevoir une organisation fondée sur des réseaux légers d'observation permanente renforcés, aux moments opportuns de l'activité du volcan, par des réseaux plus sophistiqués d'intervention. Dans ce but, le P.I.R.P.S.E.V. a mobilisé, à la mesure de ses moyens, le savoir faire, les compétences et surtout l'enthousiasme et les bonnes volontés, non seulement des équipes du C.N.R.S. et de l'Université, mais aussi des autres organismes de recherche nationaux : I.G.N., C.N.E.T., C.N.E.S., C.E.A., B.R.G.M., E.D.F., qui ont apporté leur concours à cette entreprise. Si nous sommes encore très loin d'une situation satisfaisante qui assurerait à la volcanologie un niveau de développement technologique que doit obligatoirement avoir une discipline scientifique moderne, une étape décisive a été accomplie qui place actuellement cette discipline au contact de la technologie moderne et qui lui permet de participer activement à la grande révolution scientifique actuelle de la physique des systèmes naturels.

Qu'il me soit permis de rappeler ici quelques initiatives et réalisation effectuées dan le cadre du P.I.R.P.S.E.V. A côté de la séismologie, qui était pratiquement la seule méthode physique d'investigation couramment utilisée, les méthodes d'étude des déformations des édifices volcaniques ont pris récemment une importance croissante. L'éruption du Mont St Helens en a souligné l'efficacité pour la surveillance opérationnelle, ainsi que l'évolution actuelle des Champs Phlégréens, mais les travaux des équipes françaises ont été au premier plan de ces développements : crise volcano-tectonique du Rift d'Asal,

déformations de la zone sommitale de l'Etna, déformations de la zone sommitale du Piton de la Fournaise, construction d'un géodimètre à double faisceau laser, application de la photogrammétrie, développement de méthodes de modélisation des déformations.

Nous avons également assisté à un essor spectaculaire des méthodes électromagnétiques appliquées aux volcans, qui situe de même les équipes françaises au premier plan à l'échelle internationale. Les nombreux résultats expérimentaux acquis ne laissent aucun doute sur la place que ces méthodes vont désormais occuper envolcanologie, dès que seront un peu plus perfectionnés et sophistiqués les outils mathématiques d'interprétation et que s'accroîtront les confrontations avec les autres méthodes géophysiques.
La chimie et la géochimie des eaux des gaz et aérosols volcaniques constitue aussi un domaine en plein épanouissement et la communauté française est en mesure d'occuper une place de premier plan, si elle veut bien poursuivre son effort de rapprochement des équipes et de coordination pluridisciplinaire. Non seulement des progrès technologiques importants ont été réalisés, chromatographie en phase gazeuse, spectrométrie de masse, radonémanométrie, spectrométrie α et γ, sondes à fugacités, etc.... techniques qui permettent d'obtenir des analyses précises des constituants volatils et de suivre leur comportement depuis leur nucléation à partir du magma jusque dans l'atmosphère, mais de plus ces progrès ont été associés au développement de méthodes de traitement des données qui fondent maintenant ces travaux sur des concepts physico-chimiques solides. Ces méthodes, appliquées à des systèmes bien documentés, peuvent prendre une place importante dans l'organisation pratique des protocoles de surveillance.

La thermographie, associant des mesures thermométriques en continu dans les sols, les eaux ou les émanations gazeuses, à des mesures thermographiques Infra-Rouge au sol, aéroportées, ou à partir de satellites, a fait l'objet de travaux constants dont les résultats permettent d'envisager l'établissement des bilans thermiques à l'échelle du volcan et d'enrichir encore l'éventail des méthodes opérationnelles de surveillance.

Bien d'autres résultats illustrent également les progrès accomplis. Ainsi, les méthodes magnétiques, utilisant des magnétomètres performants permettent d'appréhender les effets piézomagnétiques ou thermomagnétiques des déplacements internes des masses magmatiques. L'intérêt des méthodes gravimétriques et leur mise en oeuvre systématique, dépendent essentiellement du coût et de l'utilisation en continu des gravimètres de précision ou des exigences de la réitération des réseaux de points de mesure. Est-il nécessaire aussi de rappeler les progrès accomplis par la séismologie en terrains volcaniques, discipline qui demeure la plus fondamentale pour l'analyse structurale et l'observation permanente des volcans.

Une attention particulière doit être accordée aux efforts entrepris pour raccorder la volcanologie aux techniques les plus modernes de la télémesure et de la télédétection. Ces techniques permettent à l'observation des systèmes et à l'analyse des processus d'accéder aux échelles spatio-temporelles d'investigations les plus essentielles pour la volcanologie. Une seule éruption se déroule sur plusieurs mois, voire parfois sur plusieurs années. Un édifice volcanique s'étale sur quelques centaines de km2 et s'enracine sur plusieurs kilomètres de profondeur, même si on ne prend en compte que les réservoirs les plus superficiels qui l'alimentent. Enfin, un volcan n'est généralement pas un système unique et isolé, il appartient à des ensembles plus vastes qui constituent les provinces volcano-tectoniques caractéristiques des domaines où s'opèrent les grandes transformations de la lithosphère. C'est dire que les questions les plus fondamentales concernant le volcanisme ne pourront être sérieusement traitées sans

le concours de moyens d'investigation permettant d'accéder à ces échelles d'observation. Les mises au point technologiques soutenues par le P.I.R.P.S.E.V., ont fait la preuve de la faisabilité et de l'efficacité de réseaux permanents d'observation, pourvu que l'on dote la volcanologie des compétences et des moyens nécessaires. Rappelons par exemple : les succès d'implantation sur l'Etna d'un réseau de sismologie télétransmis par ARGOS. La conception de stations autonomes volcanologiques (STAVOL), mini-observatoires permettant la télétransmission par ARGOIS d'informations recueillies par plusieurs types de capteurs. La mise au point d'un centre informatisé de réception, de traitement, de stockage et de diffusion des données. La mise au point de méthodes de traitement des données de thermographie infra-rouge satellitaire.

Si les efforts sont poursuivis, les équipes scientifiques françaises sont désormais en mesure de prendre une large part d'initiatives à l'échelle internationale, dans les bouleversements des méthodes d'observations et de surveillance des volcans et du volcanisme actif planétaire, qu'apportera, à très court terme, l'explosion des techniques spatiales.

LE DEVELOPPEMENT DES COMPETENCES

La technique serait sans intérêt si les réalisations évoquées ci-dessus n'exprimaient pas le niveau des compétences sollicitées. De plus, le développement d'une recherche en volcanologie demande un ensemble large de compétences pluridisciplinaires, indispensable à la définition des objectifs essentiels de recherche et à l'analyse des propriétés des volcans et de leur fonctionnement. Les travaux présentés au Colloque de Clermont, montrent que le P.I.R.P.S.E.V. a été en mesure de mobiliser une communauté scientifique importante, couvrant largement l'étendue des besoins nécessaires. Les équipes les plus réputées de géologues, de géophysiciens, de géochimistes, de pétrologues, se sont ouvertes à la problématique "volcans" et ont apporté leur concours. Des équipes de physiciens, de chimistes, ont été sensibilisées au point d'orienter leurs travaux sur des objectifs définis par le Programme, et, dans certains cas, d'opérer une reconversion presque complète vers la volcanologie. Les principaux organismes de recherche nationaux ont pris une part, parfois très sensible, aux succès de certaines opérations. Nous pouvons constater enfin, l'existence de plusieurs centres CNRS-Université où la recherche en volcanologie constitue aujourd'hui une composante importante ; tel est le cas de l'Institut de Physique du Globe de Paris avec ses trois observatoires, de l'Université de Clermont-Ferrand où est créé un Centre de Recherches volcanologiques, du complexe scientifique sud parisien, ORSAY, GIF-SACLAY, où différentes équipes appartenant à des laboratoires du C.N.R.S., de l'Université, et du C.E.A., sont concernées par la volcanologie et pourraient être encore plus étroitement fédérées. Au delà de ces centres, on relève la participation active d'équipes de Montpellier, Nice, Toulon, Marseille, Perpignan, Orléans, Nancy, Strasbourg, Nantes, Brest, Lille, Grenoble ; la volcanologie est bien présente dans les principaux centres de recherche nationaux. Corrélativement de nombreux jeunes chercheurs ont manifesté leur enthousiasme et leur compétence, un recrutement plus important devient indispensable pour bénéficier de ces talents nouveaux et pour préserver à long terme le bénéfice des efforts entrepris.

Il convenait également de veiller à ce que, forts des enseignements de la Soufrière, ces compétences puissent être mises au contact des volcans actifs et de leurs manifestations éruptives. Sur la base du concept de "volcans laboratoires" plusieurs opérations pluridisciplinaires ont été conduites. Les volcans actifs français et italiens ont été bien sûr les plus fréquentés, avec une mention toute particulière pour l'Etna et le Piton de la Fournaise. Les volcans mexicains et d'Amérique centrale, ainsi que les volcans indonésiens, ont élargi le champ

expérimental et permis d'accéder aux principaux types de volcans et de manifestations éruptives. Si on ajoute des fréquentations plus ponctuelles des volcans japonais, africains, américains, les équipes françaises ont ainsi eu l'occasion de participer, depuis les événements de la Soufrière, aux observations et aux études de quelques dizaines d'éruptions de types variés, ou reprises d'activités. Plusieurs éruptions de l'Etna, le Stromboli, les Champs phlégréens, trois éruptions du Piton de la Fournaise, Ardoukoba et le Rift d'Asal, le Krafla en Islande, le Mont Cameroun, le Mont USU au Japon, La Soufrière de St Vincent aux Antilles, le Colima et El Chichon au Mexique, le Poas et l'Arenal au Costa Rica, le Momotombo au Nicaragua, le Merapi et le Galunggumg en Indonésie, les volcans hawaïens et le Mont St Helens aux Etats Unis, etc.... ont fourni les occasions d'une indispensable pratique des phénomènes éruptifs dont l'expérience et les enseignements qui en découlent manquaient cruellement pour la plupart d'entre nous en 1976.

LE DEVELOPPEMENT DES CONCEPTS

Il ne suffit pas de fréquenter les volcans pour les comprendre, de même qu'il ne suffit pas de se doter de techniques et de regrouper des compétences pour accomplir des gestes scientifiques significatifs. L'action devait donc être organisée en fonction d'objectifs scientifiques cohérents et de sites d'application judicieusement choisis. Toutefois des choix ne s'opèrent efficacement que sur la base de connaissances suffisantes. Comment choisir par exemple un volcan plutôt qu'un autre si on ne dispose pas de données suffisantes ? L'état initial décrit plus haut était tel, qu'il était parfaitement illusoire, voire même dangereux, de proposer au départ des orientations trop définitives. De plus, tant que les mécanismes demeurent mal connus, l'analyse de systèmes complexes ne procède efficacement que par comparaisons. Il s'agissait donc avant tout de trouver une adéquation entre, les moyens du programme, les compétences disponibles, et une démarche fondée d'une part sur une réflexion thématique et d'autre part sur des opérations pluridisciplinaires coordonnées sur des "volcans laboratoires" choisis pour leur représentativité de dynamismes et de situations géodynamiques caractéristiques. Au fur et à mesure de l'avancement des recherches et des résultats acquis se sont rationalisés les critères des choix et affirmées les priorités.

Les fruits de cette réflexion thématique apparaissent aujourd'hui et ils vont au delà du strict domaine de la volcanologie. La pétrologie des roches magmatiques reposait essentiellement, et repose encore, sur les diagrammes de phases de systèmes simples et des équilibres entre phases minérales cristallines dans les roches. Les propriétés physico-chimiques des magmas étaient pratiquement ignorées et ne faisaient l'objet que de quelques travaux épisodiques ou de références aux résultats de la métallurgie et de l'industrie verrière. Un programme de recherche fondamentale en volcanologie devait prendre l'initiative de travaux pluridisciplinaires sur les liquides et verres silicatés, initiative qui plaçait la communauté scientifique française en position de pointe à l'échelle internationale. La démarche rationnelle analytique, partant de l'étude des systèmes simples, ne peut que progressivement déboucher sur la modélisation de systèmes complexes représentatifs de magmas naturels. Néanmoins des progrès décisifs ont été accomplis, tant sur le plan des mises au point méthodologiques que sur celui de l'analyse des propriétés structurales et thermodynamiques de ces liquides : les propriétés de transport et les grandeurs thermodynamiques ont été déterminées dans des systèmes simples. Des méthodes de simulation ont été mises au point dans le but d'extrapoler les résultats acquis et d'appréhender les systèmes plus complexes.

Des résultats significatifs ont été acquis concernant les solubilités des constituants volatils essentiels, eau, gaz carbonique, gaz rares. Les relations structurales liquide/verre ont été appréhendées ainsi que les propriétés structurales ponctuelles des éléments en solution.
Il est évident que ces recherches fondamentales, de longue haleine, doivent être poursuivies dans l'esprit qui a été défini, avec une forte participation de collègues physico-chimistes.

A ces travaux est associée la réflexion entreprise sur la chimie des gaz et aérosols volcaniques qui doit prendre en compte à la fois les solubilités dans les magmas et les modifications au cours du transport dans l'édifice volcanique et dans l'atmosphère. Outre les progrès technologiques signalés plus haut, on dispose maintenant de données fiables concernant les abondances élémentaires et isotopiques des gaz magmatiques de différents types de volcans. Des débats scientifiques essentiels émergent sur les mécanismes de dégazage du manteau, les interactions liquides silicatés/phases gazeuses accompagnant les intrusions de magmas et les processus éruptifs, la formation et les modalités de transport des aérosols dans l'atmosphère, la contribution du volcanisme à la Chimie de l'atmosphère, etc... Soulignons par exemple les contributions apportées à la géochimie des gaz rares actuellement en plein développement, ainsi que l'analyse des empreintes des anciennes manifestations volcaniques enregistrées par les dépôts d'aérosols dans les glaces polaires ou glaciaires.

En relation avec les processus d'intrusions et d'extrusions des magmas, les déformations des édifices volcaniques offrent les moyens d'en analyser les mécanismes et de les quantifier. Complétant les développements technologiques et les investigations conduites sur différents volcans, des modèles ont été adaptés, perfectionnés, et appliqués aux cas ayant fait l'objet de mesures précises et suffisamment réitérées. Ils ont fait la preuve de leur capacité à fournir une bonne simulation des observations effectuées. Des études expérimentales de la fracturation, au laboratoire, complètent les différents aspects des travaux qui ont été entrepris dans ce domaine de la tectonophysique des volcans, qui est maintenant en plein développement, et qui sera aussi essentiel pour l'analyse des surfaces planétaires que pour la prévision des éruptions.

Cette réflexion, située très en amont de la recherche volcanologique, a été cependant étroitement associée à celle menée sur les propriétés des magmas et les dynamismes éruptifs, en relation avec les investigations conduites sur les volcans laboratoires. Dans ce cadre, les progrès les plus essentiels portent sur la mise en évidence de cycles éruptifs complexes dans l'histoire des volcans, sur l'analyse des dynamismes éruptifs essentiels, et sur les relations entre les dynamismes éruptifs et l'évolution des propriétés des magmas et des processus de leur genèse et différenciation. C'est ainsi que les interactions eau-magma jouent un rôle moteur dans l'induction des manifestations éruptives phréato-magmatiques dont la fréquence et la banalité ont été démontrées, même pour des volcans avant des manifestations essentiellement effusives. De nouveaux types de dynamismes ont été précisés, tel que celui correspondant à l'éruption du Mt St Helens et qui a été depuis, mis en évidence sur d'autres volcans comme le Colima, le Popocatepelt, le Krakatau, et la Soufrière de Guadeloupe ! Il a été précisé que les manifestations éruptives d'un même volcan évoluent au cours de son histoire suivant des stades successifs qui, dans le cas des volcans de l'axe trans-mexicain, s'enchaînent suivant une logique alternant des périodes de calme relativement longues et des périodes plus courtes de forte activité. De telles alternances de phases de repos et de forte activité semblent se retrouver à l'échelle régionale, comme le montrent les travaux de téphrochronologie menés en mar Thyrénienne. Ces observations conduisent

à s'interroger sur la correspondance entre cette rytmicité éruptive et la dynamique interne et externe de notre planète. Il apparaît dès à présent, à l'échelle d'un appareil, que les types et la rythmicité des événements éruptifs sont, d'une manière schématique, contrôlés par trois types de facteurs qui tiennent : premièrement à la morpho-struture des édifices, deuxièmement aux propriétés intrinsèques des magmas et des réservoirs magmatiques superficiels, troisièmement aux mécanismes d'extraction des magmas à partir des matériaux mantelliques.
La destabilisation de l'édifice joue un rôle essentiel dans une manifestation du type St Helens, de même que l'installation et le développement de systèmes phréatiques accroissent les possibilités de manifestations phréato-magmatiques. Les variations de composition des magmas, en cours de refroidissement et de cristallisation dans des réservoirs superficiels, aboutissent à des enrichissements en constituants volatils dont la nucléation, associée à des mouvements tectoniques, induit l'émission de coulées, de cendres ou de ponces. Ces nucléations des constituants volatils, précédant les manifestations éruptives, ont été aussi clairement mises en évidence pour l'Etna par l'analyse de ces constituants dans les inclusions vitreuses des différentes phases minérales retraçant l'histoire de la cristallisation du magma. Elles sont aussi soulignées par l'analyse, dans les émanations gazeuses, des abondances relatives des descendants radioactifs de vie courte de l'Uranium et du Thorium. Ces dégazages préalables sont également perçus par une élévation des émissions de CO_2 et de composés halogènés dans l'environnement du volcan avant l'éruption de 1983.

Certaines éruptions sont, par contre, étroitement corrélées à l'injection d'un magma d'origine profonde dans les réservoirs superficiels en cours de différenciation. Les contrastes de compositions et de températures, entre ce magma "juvénile" et un magma superficiel plus évolué, conduisant à l'expression de manifestations fortement explosives, de type St Vincent par exemple. Ces "mélanges de magmas" ont clairement été établis dans de nombreux volcans andésitiques, notamment au Mexique et aux Antilles, mais ils s'expriment aussi fortement pour les volcans effusifs des frontières de plaques divergentes. Cela a été particulièrement bien illustré par ,l'éruption de l'Ardoukoba, qui correspond à la remontée d'un magma basaltique très primaire, contrastant avec les émissions récentes du plancher du Rift correspondant à une évolution progressive de la différenciation dans un réservoir superficiel depuis les tous derniers millénaires.

L'APPROCHE EXPERIMENTALE, LES VOLCANS LABORATOIRES

Il est clair que la conjugaison de ces différents facteurs donne à chaque volcan, en fonction de sa position structurale, de son état d'évolution, des propriétés de surface, sa "personnalité" propre du moment, dont dépendent ses manifestations actuelles et à venir, et donc la zonéographie des risques. Il est clair que la surveillance opérationnelle d'un volcan et l'estimation des risques, doivent être en mesure de prendre en considération des différents facteurs. Les actions conduites sur les "volcans laboratoires" permettent de mesurer la distance à parcourir entre les résultats d'une démarche strictement analytique, aboutissant à l'identification des mécanismes de phénomènes observés, à l'anticipation des phénomènes sur la base d'observations ponctuelles préalables. Ces actions soulignent également deux nécessités contradictoires quant à l'optimisation de l'utilisation des moyens : l'une qui attache la qualité et l'importance des résultats à l'importance des moyens et à l'intensité des investigations engagées sur chaque système, l'autre qui tire de la diversité et des comparaisons la perception des mécanismes, la diversité et les subtilités de leurs combinaisons.

Chaque "volcan laboratoire" a fourni sont lot d'enseignements et l'occasion d'analyser des processus essentiels, mais nous avons vérifié qu'il existe un niveau minimum d'engagement de moyens, de réflexion et d'investigations scientifiques, au-dessous duquel l'efficacité de l'action et les chances de succès sont extrêmement faibles. Les résultats acquis, et qui ont été rappelés ci-dessus, découlent d'un ajustement progressif de l'action à ces considérations. L'éruption du Mont St Helens nous a enseigné un nouveau type de dynamisme éruptif, celle du Chichonal nous a permis de mieux apprécier les impacts des projections volcaniques dans la physico-chimie de l'atmosphère et de contribuer à l'analyse des circulations atmosphériques. Les volcans de l'axe transmexicain ont révélé les enchaînements et les rythmicités des différentes manifestations éruptives des volcans des domaines de subduction. Le Merapi en Indonésie, le Momotombo au Nicaragua, le Poas et l'Arenal au Costa Rica ont permis, à cause de la proximité et de l'accessibilité de leurs magmas, de préciser la composition des gaz magmatiques dans ces types de situation géodynamiques. La Soufrière de Guadeloupe a fourni l'opportunité de repérer et de mesurer les variations de composition d'un système phréatique initialement perturbé par les manifestations de 1976. L'éruption de l'Ardoukoba a illustré les mécanismes essentiels d'évolution des dorsales océaniques et de préciser les relations entre les processus tectoniques et les processus d'accrétion de la lithosphère océanique.

Le Piton de la Fournaise a souligné la diversité des comportements des volcans dits Hawaïens et démontré l'impossibilité d'une extrapolation sans contrôle de résultats obtenus sur des volcans similaires, même particulièrement proches et documentés comme ceux d'Hawaï. Il a permis en outre de préciser les relations entre les manifestations éruptives de surface et les modalités de transferts par l'intermédiaire de réservoirs localisés à différents niveaux de la lithosphère.

Les Champs Phlégréens illustrent l'importance des déformations de surface préalablement à une éruption potentielle. L'Etna enfin, par la permanence et la diversité de ses manifestations, a constitué le laboratoire permanent d'essai et de contrôle des techniques et des idées. Sur ce volcan se conjuguent et peuvent être analysées :

- Les variations de composition des liquides primaires, soulignant la transition de tholéiites à des basaltes alcalins, en relation avec les propriétés de leurs sources mantelliques et de leurs processus de genèse.
- Les modalités de différenciation dans des réservoirs superficiels.
- Les rythmicités des extrusions et la diversité des phénomènes éruptifs en relation avec les réinjections de magmas primaires et l'évolution des propriétés structurales et tectoniques régionales et locales.
- Les processus de dégazages des magmas.
- Les interactions magma/eau des manifestations phréatomagmatiques.
- Les interactions magma/roches encaissantes dans les réservoirs superficiels.
- Les corrélations entre les différentes grandeurs physico-chimiques mesurées en surface et les mécanismes de migration des magmas.

Il est certain dans ce cas que sont réunies toutes les conditions qui justifient les priorités affichées et qui plaident pour l'approfondissement de l'action avec des moyens accrus. Il est certains également que l'Etna a fourni la démonstration de la cohérence et la fiabilité d'un protocole expérimental fondé sur la mise en oeuvre, à la fois, de réseaux relativement légers d'observation permanente, et de réseaux sophistiqués mobilisés pendant une durée limitée pour approfondir les investigations aux moments et en des lieux opportuns. Il a également confirmé que des manifestations éruptives n'accompagnent pas toujours des activités internes importantes et qu'elles ne constituent qu'un des aspects de l'activité d'un volcan.

LA SITUATION DES MOYENS ET DES CONNAISSANCES EN MATIERES DE SURVEILLANCE DES VOLCANS ET DE PREVISION DES MANIFESTATIONS ERUPTIVES

Cette présentation sommaire des travaux effectués à l'initiative et avec le soutien du P.I.R.P.S.E.V. souligne les progrès accomplis. Sommes-nous pour autant en mesure de répondre à notre première interrogation sur nos capacités actuelles à faire face à une situation du type de celle de la Soufrière de Guadeloupe en 1976 ? Ce bilan ne doit pas dissimuler l'étendue des questions essentielles qui demeurent encore sans réponse. Il y a une marge entre les propriétés d'un système simple, serait-il déjà polyconstitué du type SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, à celui des magmas naturels. Des progrès importants doivent être réalisés pour relier d'une manière univoque les déformations de surface aux propriétés précises des champs de contraintes internes, ou les compositions des gaz et aérosols volcaniques aux propriétés et à la dynamique des magmas profonds. Et même pour une discipline aussi sophistiquée que la sismologie, les besoins en équipements et en méthodes de traitement du signal sont loin d'être totalement satisfaits pour être en mesure de répondre aux exigences qu'impliquent des analyses fines et précises des propriétés des volcans actifs.

Aussi, l'optimisme de la réponse est encore tributaire de la poursuite des efforts entrepris et d'une prise en considération définitivement affirmée de la volcanologie, sur le même rang et sur le même pied que les autres grandes disciplines scientifiques. Cet optimisme dépend aussi de la suppression des fautes d'organisation et de la définition précise des responsabilités, éléments qui ne sont pas de la seule compétence de la communauté scientifique et qui pourraient recréer les confusions de 1976. La création d'un Comité supérieur d'évaluation des risques volcaniques, auprès de la délégation aux Risques Majeurs, répond à ces inquiétudes et fournit le cadre indispensable de concertation entre la communauté scientifique, les autorités responsables des mesures de sécurité, et les mass-media.

Ces remarques générales étant faites, il ne faut pas éluder la question, et je répondrai positivement, sur la base de l'inventaire qui a été ci-dessus présenté et dont je souligne les points essentiels :

- La communauté scientifique dispose effectivement aujourd'hui des compétences et des moyens techniques nécessaires. Ceci ne signifie pas que ces moyens soient suffisants, en particulier pour faire face à un événement de grande ampleur, mais il s'agit essentiellement d'un aspect quantitatif et non plus qualitatif.

- Les observatoires sont convenablement équipés et impliqués dans une dynamique de recherche qui les associe à une communauté plus large et à une réflexion scientifique constante.

- D'une manière générale, nos connaissances des volcans actifs français se sont considérablement accrues, au point de faire l'objet des monographies actuellement en cours de réalisation sous l'égide du P.I.R.P.S.E.V. Les différentes manifestations éruptives de ces volcans sont mieux comprises. Les scénarios possibles peuvent être plus rigoureusement définis. Une zonéographie précise des risques peut être proposée.

- L'installation des réseaux d'observation a été progressivement et rigoureusement affinée, prenant en compte les fruits de la réflexion scientifique d'ensemble et les résultats des investigations conduites sur chaque site particulier. "L'étalonnage" de ces réseaux a été progressivement effectué grâce au suivi continu des observations et à la réitération scrupuleuse des mesures. Les références de base, indispensables à l'identification et à l'analyse des signaux complexes enregistrés par ces réseaux, sont acquises par ces investigations méthodiques et à long terme des systèmes surveillés.

- Les concepts et les bases fondamentales expérimentales et théoriques, nécessaires aux traitements des données et à la modélisation des phénomènes, se sont très significativement renforcés.

- Les équipes scientifiques ont acquis une pratique des différentes manifestations éruptives au contact des différents volcans actifs étudiés, et appris à coopérer.

- L'occasion a enfin été donnée de vérifier concrètement ces capacités nouvelles. Les deux éruptions du Piton de la Fournaise, qui se sont produites depuis que l'observatoire de la Plaine des Cafres est installé, ont parfaitement été appréhendées, essentiellement sur la base de la connaissance de l'histoire du volcan et des informations fournies par le réseau sismologique. Il est significatif de constater que ces succès sont à attribuer à une équipe de l'observatoire uniquement constituée de jeunes chercheurs, dont certains sont encore devant la porte d'entrée des organismes de recherche, et aucun d'entre eux n'avait connu la crise de la Soufrière.

- Il reste à exprimer le souhait que les enseignements de la Soufrière ne soient pas oubliés et que la communauté scientifique sache préserver la cohésion et l'indispensable coopération qui ne se fondent que dans l'estime et le respect du travail et des compétences de chacun.

LA SITUATION DES RECHERCHES EN VOLCANOLOGIE PAR RAPPORT AU DEVELOPPEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE EN GENERAL

Un débat a été ouvert sur le fait de savoir si la surveillance des volcans actifs français devait faire l'objet d'un service dirigé par un organisme spécialisé, ou si elle devait s'intégrer dans l'observation scientifique de la planète qui relève de la recherche fondamentale et correspond donc aux vocations des observatoires et Instituts de Physique du Globe.

La seconde solution a été retenue, elle impose au C.N.R.S. et au Ministère de l'Education Nationale le devoir de maintenir une recherche effectivement active dans ce domaine. Sans cette condition, la communauté scientifique serait vite démobilisée et l'état des observatoires retournerait rapidement à la situation antérieure de somnolence, même s'ils sont animés par un Institut prestigieux qui n'inscrirait la volcanologie qu'au second rang de ses ambitions scientifiques. Cette responsabilité vis à vis de la nation et donc cette mission si elle est acceptée, ne peuvent être assumées et valablement accomplies que si elles s'inscrivent dans une ambition scientifique majeure, capable de motiver les chercheurs au point qu'ils conçoivent les observatoires comme des outils fondamentaux de leur recherche inscrits au niveau des priorités affichées en matière de grands équipement scientifiques.

Nous avons donc à nous interroger sur le fait de savoir si la volcanologie doit être considérée comme l'un des grands axes de recherche des sciences de la terre modernes et si nous pouvons donc afficher les priorités qui en découlent. Les travaux qui sont présentés au colloque peuvent aider à préciser cette réflexion, sans laquelle l'inventaire précédent serait très insuffisant. Il est en effet facile de dresser une liste de résultats acquis s'ils ne sont pas situés par rapport aux objectifs à atteindre, ou hiérarchisés par rapport à ceux des autres travaux scientifiques.

Cet exercice est très périlleux, et souvent pratiqué sans ménagement, et avec beaucoup d'intolérance ou de prétention scientifique. Soyons donc réalistes et humbles mais n'abdiquons pas pour autant de nos ambitions scientifiques si elles sont fondées et ne déconsidérons pas les efforts de chacun si les résultats acquis sont de qualité.

Que l'importance de la volcanologie ne soit pas reconnue par ceux qui ne la pratiquent pas n'a rien de surprenant, mais soyons réalistes, je n'écrirai pas ces lignes si un débat sérieux n'existait pas. Les hésitations sur l'importance

qu'occupe le volcanisme dans la géodynamique n'existent plus. Les volcans jalonnent les frontières des plaques lithosphériques et se manifestent même à l'intérieur de celles-ci. Les volcans sont les expressions de surface des transformations internes fondamentales de notre planète. Ils véhiculent donc en surface des informations essentielles concernant ces transformations. Mais ces volcans jalonnent aussi l'histoire de notre planète et le débat porte essentiellement sur l'importance à accorder au volcanisme actif actuel qui distingue en partie la volcanologie de la pétrologie et de la géochimie des roches magmatiques. Force est de reconnaître que l'observation des manifestations éruptives actuelles conduit à des investigations très ponctuelles par rapport aux durées des phénomènes géologiques.

De même les processus éruptifs ne constituent que des manifestations très superficielles de transformations qui s'échelonnent sans doute depuis le noyau terrestre, et donc à l'échelle des dimensions de la planète.

La question essentielle est donc bien de savoir si l'observation du volcanisme actif n'est pas limitée dans ses ambitions par les remarques ci-dessus et par rapport à tous les enseignements déductibles de l'étude des formations volcaniques anciennes et de la pétrologie des roches magmatiques en général.

La première réponse à cette interrogation est fournie par référence à la démarche fondamentale de la géologie qui s'appuie sur l'observation et l'étude des phénomènes actuels. L'éruption du Mt St Helens nous a enseigné un nouveau type de dynamisme ce qui permet de reconsidérer et mieux analyser les empreintes des éruptions passées. L'activité actuelle du Rift d'Asal est une expérience en vraie grandeur des processus tectoniques et d'accrétion au niveau des dorsales. Inutile de multiplier les exemples, les volcans en activité sont autant de laboratoires naturels qui nous offrent la possibilité d'observer et d'analyser en vraie grandeur les processus et des mécanismes essentiels qui opèrent dans les transformations fondamentales de la lithosphère.

Seules nos compétences et nos possibilités technologiques limitent ce champ expérimental fabuleux. L'inventaire précédent démontre que nous nous hissons au niveau de cette ambition d'une physique rigoureuse qui donne aux volcans leur véritable statut de laboratoires naturels. Nous percevons aussi combien les progrès technologiques actuels offrent, à ce titre, d'espérances aux efforts que nous poursuivons.

La seconde démarche de la géologie est fondée sur l'expérimentation in vitro. Tenter de reproduire les processus naturels pour mieux en identifier les mécanismes et les paramètres de contrôle essentiels n'est-il pas présomptueux pour des systèmes naturels qui impliquent des températures et des pressions élevées ? Il n'est pas douteux, par exemple, que les connaissances des propriétés physico-chimiques des liquides silicatés ont été largement tributaires de nos limites expérimentales. Mais regardons là aussi les progrès accomplis et toutes les perspectives offertes, par exemple, par les cellules diamant, par les divers dispositifs permettant une expérimentation à haute température et à haute pression. Le P.I.R.P.S.E.V. a apporté à ce titre son concours d'une manière significative, quelques illustrations de cette action nous sont fournies dans le cadre du colloque : implantation d'une nouvelle équipe à Strasbourg se consacrant aux travaux de fracturation expérimentale, nouveaux développements d'un dispositif haute pression haute température à Orléans, expérience de mesure de la vitesse de propagation du son dans les liquides silicatés, platine de microscope permettant d'étudier les propriétés des inclusions vitreuses à haute température et haute pression, étude expérimentale de la convection à l'Institut de Physique du Globe de Paris. Ces dernières expériences, sur la convection illustrent bien l'importance de cette approche et les indispensables développements d'une volcanologie physique capable d'analyser finement les processus et de les intégrer

dans une modélisation quantitative des systèmes et des phénomènes. De même, les concepts et les résultats expérimentaux de la fracturation hydraulique ont été repris pour éclairer les mécanismes d'intrusions des magmas dans la lithosphère à petite et à grande échelle, comme l'illustre le cas du Golfe de Tadjourah et du Rift d'Asal.
Le volcanisme actif nous permet donc d'appréhender directement les processus qui façonnent les propriétés de la lithosphère : intrusions de masses magmatiques, différenciations de ces magmas par étapes complexes à différents niveaux, interactions de ces magmas avec leur encaissant, nucléations et transferts de constituants volatils, mise en place de systèmes géothermaux, dépôts métallifères, interactions avec l'hydrosphère et l'atmosphère. Les travaux qui nous sont présentés au colloque répondent donc bien à des préoccupations essentielles des sciences de la terre et s'inscrivent dans le développement d'une physique des milieux naturels obligatoirement pluridisciplinaire et combinant des approches itératives de l'observation de l'exprérimentation et de la modélisation.

Il nous est permis d'autre part de nous interroger sur la signification du volcanisme actif, au-delà des processus des transformations de la lithosphère, à l'échelle de la géodynamique globale et de ce que nous pourrions désigner par "dynamique instantanée de la planète". Quelques résultats présentés dans ce colloque commencent à éclairer cette interrogation :

- Sur le plan de la chronologie, la perception de l'évolution d'un volcan a été fortement précisée et transformée. Cette évolution se révèle être fondamentalement discontinue, alternant des phases relativement longues de calme relatif et des phases relativement courtes de forte activité. Ces observations ont été effectuées tant au niveau des volcans aériens que de l'activité des dorsales : Rift d'Asal, zone Famous, etc... Seules les dorsales rapides s'écartent sans doute sensiblement de cette règle.
Un facteur 10 à 100 existe entre les durées de ces phases. Si l'on considère également la durée des éruptions par rapport à la durée des phases actives, on parvient à la conclusion que la mise en place des magmas opère d'une manière discontinue et brève par rapport à la dynamique globale de la planète.

- Il a été montré par ailleurs que des phénomènes éruptifs importants correspondent aux réinjections de magmas d'origine profonde dans des réservoirs superficiels. Ces "mélanges de magmas" établissent donc une correspondance directe entre des phénomènes éruptifs et des transferts de masse d'origine profonde.

- Un autre résultat capital nous est fourni par l'observation structurale et texturale des matériaux péridotitiques témoins directs de ce qui se passe dans le manteau. Il est montré que l'extraction des magmas est d'une certaine manière "pulsée" par le jeu combiné : de la fusions partielle, de la rétention des liquides formés contrôlée par les propriétés rhéologiques des liquides et des phases solides, et de la fracturation hydraulique lorsque la quantité de liquide formée est suffisante.

- Si l'on ajoute à cela les variations fortes des solubilités des constituants volatils en fonction de la pression par exemple, et les mécanismes de leur nucléation et de transferts rapides, on parvient à un modèle qui implique une dynamique discontinue des transferts de matière à travers la lithosphère qui renforce la correspondance étroite entre les manifestations externes des volcans et l'évolution des transformations internes du manteau.

Cette réflexion nous invite à la fois à approfondir et à élargir notre analyse des volcans à l'échelle de la planète suivant la notion "d'observatoire mondial de volcanologie". Cette notion intègre d'autres préoccupations nécessitant

l'établissement de bilans globaux, comme par exemple l'étude de la contribution du volcanisme à la physico-chimie de l'atmosphère et ses répercussions météorologiques et climatiques. Elle rejoint des ambitions comparables telles qu'elles sont exprimées par exemple dans le programme Geoscope français et le programme international Global change.
Si nous considérons enfin la terre comme l'un des objets d'étude de la planétologie et si nous organisions depuis l'espace un programme d'étude de cet objet, hésiterions-nous à prévilégier l'observation des volcans actifs ?

Les travaux qui sont présentés constituent, certes, une modeste contribution à la réalisation d'objectifs dont l'ambition vient d'être soulignée. Mais ils représentent un effort collectif important, et déjà extrêmement positif, qui amène au moins la communauté scientifique à reconsidérer certains éléments essentiels de sa réflexion, à revoir les échelles d'observation des processus magmatiques et certaines données de la pétrographie et de la géochimie, à repréciser nos modèles fondamentaux de géodynamique et d'une manière générale à redéfinir la place du volcanisme parmi les grandes interrogations scientifiques actuelles.

GROUPES SPECIALISES

GROUPE "HISTOIRE DES VOLCANS ET RISQUES VOLCANIQUES"

par **P.M. VINCENT**

INTRODUCTION

La surveillance d'un volcan potentiellement dangereux suppose la connaissance préalable de son histoire. Ce n'est souvent pas le cas. Pour être utilisable cette histoire doit inclure non seulement la chronologie des dépôts et leur extension, mais aussi la nature des phénomènes qui ont présidé à leur mise en place. La compréhension des dynamismes est donc essentielle à cette reconstitution, comme elle l'est à l'établissement des cartes de risques.

Les progrès importants réalisés ces dernières années viennent beaucoup de l'observation de nouvelles éruptions ou d'une nouvelle étude de dépôts historiques : la volcanologie est un domaine privilégié de l'application du principe de l'uniformitarisme. La prévision "géologique" procède du même principe inversé : "ce qui s'est déjà produit se reproduira". Elle a ses limites ; en particulier un événement cataclysmique peut ne pas s'être produit, au stade d'évolution d'un volcan, tout en étant prévisible géologiquement : c'est pourquoi la comparaison avec des volcans similaires reste indispensable.

Les chercheurs du groupe ont travaillé dans toutes ces directions, et leurs résultats -nombreux comme on pourra en juger par la bibliographie- sont apparemment assez dispersés, et de ce fait difficiles à synthétiser. Plutôt que de présenter un catalogue, il a été choisi de mettre l'accent sur quelques thèmes du groupe où les recherches dans le cadre du PIRPSEV ont permis de faire progresser nos connaissances de façon significative.(On se reportera aux chapitres sur les volcans-laboratoires pour les thèmes communs).

HISTOIRE DES VOLCANS ET STADES DE DEVELOPPEMENT

Pour les volcans hawaïens, on sait depuis plus de 30 ans que leur édification ne procède pas de façon linéaire mais par étapes successives. Le modèle proposé s'est avéré correct pour des appareils étudiés plus récemment comme ceux de la Réunion. Cependant le bouclier du Piton de la Fournaise présente une variante inédite avec ses 3 calderas emboîtées de taille décroissante. Ce fait a été interprété comme le résultat de la migration vers le haut d'une chambre magmatique profonde, dont la taille décroîtrait aussi avec le temps. La dernière caldera est ouverte sur la mer, et les levers off shore viennent de confirmer une hypothèse antérieure qui liait cette particularité à de grands glissements sous-marins du flanc libre.

Pour les volcans des zones de subduction on pouvait douter que leur variété et leur complexité puissent recouvrir une logique quelconque. Les grands volcans de l'Axe Transmexicain ont permis de mettre en évidence aussi une succession de stades de développement. Dans le cas le plus simple (Toluca) à un appareil primitif andésitique représentant l'essentiel du volume et du temps, succède un volcanisme dacitique syn et post-caldera d'importance décroissante avec le temps. L'évolution "normale" peut être modifiée par des causes soit internes -réalimentation en magma basique profond- soit externes -destabilisation d'un flanc menant à un événement de type St Helens. Ce modèle simple avec ses variantes, établi pour les volcans à vie longue du Mexique, s'est avéré valable pour d'autres volcans comme la Grande Découverte en Guadeloupe ou la Montagne Pelée à la Martinique. D'autres études sont nécessaires pour connaître son degré de généralité, mais là où il s'applique, c'est un outil d'analyse intéressant. On peut noter que chaque stade a ses types de risques propres, les risques maxima étant associés au passage d'un stade à l'autre.

L'existence de ces stades a été expliquée en liaison avec la profondeur des chambres magmatiques et leur comportement en système fermé ou non. Cela reste assez spéculatif, mais c'est un pas vers la compréhension des volcans andésitiques.

Au delà des différences évidentes, il est intéressant de noter une analogie fondamentale entre le modèle hawaïen et le modèle "Toluca" (appareil primitif de grand volume et de longue durée, volcanisme post-caldera différencié à vie relativement brève).

LES EVENEMENTS DE TYPE MONT ST HELENS

L'éruption dramatique du Mont St Helens, le 18mai 1980, à fait faire de grands progrès à la volcanologie. Son apport principal est d'avoir permis la compréhension d'un mécanisme éruptif nouveau, qui se matérialise sur le terrain par 3 éléments : une coulée de débris, formée des matériaux d'un flanc du volcan destabilisé, un dépôt de "blast", de faible épaisseur mais de grande extension latérale, et un "cratère d'avalanche", en fer à cheval, cicatrice de départ du glissement de terrain initial. Une éruption préhistorique peut être caractérisée comme étant "de type St Helens" quand ces 3 éléments sont associés. Le 1er exemple complet découvert l'a été à la Soufrière de Guadeloupe, expliquant de façon simple les "lahars" de St Claude et la situation du dôme dans un fer à cheval entaillé au flanc Sud de la Grande Découverte. Plus récemment a été trouvé un second événement analogue au flanc Ouest cette fois du même volcan, attestant la possibilité qu'une éruption de type St Helens se répéte sur un même appareil, à quelques milliers d'années d'intervalle -et pas nécessairement sur la zone fragilisée par la 1ère éruption comme on pouvait le penser. L'exemple découvert au Colima, Mexique, va dans le même sens : le volcan actif du Fuego est installé dans le cratère d'avalanche du Paléo-Fuego, mais là ce sont les 3/4 du volcan qui se sont écoulés en une coulée de débris étalée sur 400km2. Le dernier exemple complet découvert est encore plus étonnant : il s'agit du Popocatepetl, où le volume d'une seule coulée de débris atteint 28km3 : c'est à ce jour le record mondial.

A ces 5 exemples complets connus provenant de 3 volcans, viennent s'ajouter de nombreux cas incomplets où des coulées de débris, sans dépôt de blast associé, sont présumées résulter du même dynamisme. Il est clair dès maintenant que les événements de type St Hélens, dont l'existence n'était pas connue il y a 4 ans, ne sont pas aussi exceptionnels qu'on l'a cru au début. C'est une donnée nouvelle dont l'importance pour l'établissement des cartes de risques et la surveillance des volcans est évidente.

Si une coulée de débris de plusieurs km3 est immergée en mer en quelques minutes, on comprend que cela puisse produire un tsunami majeur. C'est ce qui se serait produit en 1883 au Krakatau, suivant une interprétation nouvelle qui sera testée par des travaux en mer fin 1984.

LES ERUPTIONS DE TYPE ST VINCENT

Depuis l'époque historique La Soufrière de St Vincent est caractérisée par l'alternance d'éruptions très explosives à nuées retombantes -donnant des coulées pyroclastiques de cendres et scories- et l'extrusion tranquille de dômes de lave. Des dépôts de nuées St Vincent ont été trouvés par les chercheurs du groupe sur de nombreux volcans andésitiques. Dans quelques cas bien documentés, ces dépôts, contenant des blocs de dôme de même composition, sont caractéristiques d'une période de la vie du volcan s'étalant sur quelques milliers d'années, formant un stade de son évolution c'est le cas par exemple à la Montagne Pelée (Martinique) ou au Pico d'Orizaba (Mexique) - en dehors de la Soufrière de Saint Vincent elle-même. Dans

pratiquement tous les exemples étudiés, ont été trouvés des mélanges de magmas acide-basique, expliquant le caractère anormalement explosif de ces éruptions à ne considérer que la basicité moyenne de leurs produits (andésite basaltique). Cependant, en 1979 à St Vincent même une éruption relativement modeste a eu son caractère explosif produit -ou accentué- par la présence d'un lac, comme en témoignent les caractères de l'éruption et la température assez basse de ses dépôts.

On peut dire que les nuées St Vincent -dont l'importance volcanologique a été sous-estimée -ont une signification dans l'histoire du volcan : elles supposent une réinjection de magma basique alors qu'il existe déjà une chambre superficielle différenciée, ce qui semble exclure leur apparition au stade de l'appareil primitif.

L'EAU ET LES VOLCANS

Discrète ou prépondérante, l'influence de l'eau météorique sur le déroulement de beaucoup d'éruptions volcaniques a été reconnue au fil des années. Les travaux du groupe ont largement contribué à cette banalisation du phréato-magmatisme (hydromagmatisme serait plus heureux).

Un modèle thermodynamique a été proposé, qui relie l'énergie des éruptions à la nature du magma et au rapport volumique eau/magma. Le phréatomagmatisme produisant surtout des appareils à vie courte, monogéniques, le modèle concerne aussi ces types d'appareils (maars-anneaux de tuf-cônes de tuf par ordre d'énergie décroissante).

Le risque d'explosions phréato-magmatiques concerne tous les volcans, y compris ceux dont l'activité est essentiellement effusive (Etna, Fournaise). Il est lié à un facteur externe -l'eau météorique- qui peut être permanent ou non : dans le premier cas seulement il pourra être pris en compte par les cartes de risques.

LES RYTHMES VOLCANIQUES

Les volcans laboratoires fournissent quelques bons exemples où la multiplication des datations a permis de connaître les rythmes volcaniques à différentes échelles.

A l'échelle d'une province, on peut citer les travaux en mer tyrrhénienne, concernant le volcanisme campanien et éolien depuis 150.000 ans. L'exploitation des carottes des missions Antivolc devrait fournir des informations comparables pour les Antilles.

Dans cette région, un lien entre activités volcanique et tectonique semble ressortir des nombreuses datations au 14C.

Du point de vue des risques volcaniques, ce sont bien sûr les rythmes des derniers milliers d'années qui sont les plus utiles. Les résultats obtenus à La Montagne Pelée en sont un bon exemple.

Les travaux effectués sur les carottes de glace de Terre Adélie, surtout méthodologiques pour le moment, concernent les cinq derniers siècles. Il y a là une réelle possibilité de situer dans le temps les éruptions majeures de l'hémisphère Sud depuis plusieurs milliers d'années.

QUELQUES REMARQUES ET PROPOSITIONS

Géochronologie : Le groupe "Histoire des volcans" est très dépendant des datations absolues. Il est limité dans son activité par la quasi-saturation des laboratoires travaillant sur le 14C. Il suggère que ce problème soit traité au niveau du PIRPSEV, ainsi que celui du développement des méthodes concernant la plage de temps au delà des limites du 14C.

Méthodes d'étude physique des pyroclastites : Les pyroclastites résultent du volcanisme explosif, et ce sont les meilleurs marqueurs stratigraphiques : deux raisons pour qu'elles intéressent au premier chef les

chercheurs du Groupe. La France a pris pas mal de retard dans l'étude physique des pyroclastites, qu'il faudrait combler rapidement. Le développement de nouvelles méthodes pour l'étude granulométrique et sédimentologique des formations indurées est possible. Le groupe souhaite que le PIRPSEV partage ses préoccupations dans ce domaine.

Risques volcaniques et histoire des volcans : Contrairement à ce que l'on pourrait croire, l'histoire des volcans actifs, même des plus dangereux, est souvent mal connue au delà de leur courte période historique. Cette constatation est préoccupante car le caractère plus ou moins explosif d'une éruption -et donc les risques qui lui sont associés- ne résulte pas que des propriétés intrinsèques du magma responsable de la reprise d'activité. Les travaux du PIRPSEV ont illustré bien des cas où cette explosivité est dépendante de conditions liées à l'histoire du volcan et du stade d'évolution atteint : transit d'un magma basique par une chambre superficielle différenciée pour les nuées St Vincent, voire pour les grandes nuées péléennes précoces comme à la Montagne Pelée ; destabilisation du flanc d'un volcan dont le conduit central est scellé, menant à des événements cataclysmiques d'une ampleur très supérieure à celle de l'explosion du Mt St Helens en 1980. Le caractère explosif peut aussi n'être dépendant que des conditions hydrogéologiques de l'appareil, comme le montrent les manifestations variées du phréatomagmatisme. Si chaque volcan à vie longue a sa propre "personnalité", c'est en grande partie aux vicissitudes de son histoire qu'il le doit, d'où la nécessité de l'approche géologique dans tout programme consacré à leur étude et à leur surveillance.

Liste des chercheurs ayant participé à l'activité du groupe et dont les travaux sont l'objet d'un résumé dans ce volume (cf. index) :
Aloisi, Angelis, Arthaud, Bachélery, Bahar, Bardintzeff, Batifol, Baudin, Belin, Blanc, Boivin, Boudal, Bourdier, Bueur, Camus, Cantagrel, Chevallier, Clocchiatti, Compare, Costarella, Coudray, Coulon, Dautria, Delmas, Desprairies, Etchecopar, Fehrenbach, Girod, Glaçon, de Goër, Got, Gourgaud, Inoubli, Jacquemin, Jérémie, Jehano, Joron, Kieffer, Kirchner, Kornprobst, Langevin, Lecointre, Legrand, Lenat, Luais, Mascarenhas, Maurette, Mergoil, Mirabile, Monaco, Mossand, Nativel, Pascaline, Perret, Philippot, Robin, Semet, Tanguy, Thompson, Traineau, Vatin-Pérignon, Vincent D., Vincent P.M., Westercamp, Zonolini.

Bulletins PIRPSEV concernant des travaux du groupe :
Numéros : 5 - 17 - 18 - 27 - 29 - 33 - 37 - 39 - 51 - 52 - 54 - 56 - 58 - 60 - 62 - 65 - 75 - 77 - 78 - 85 - 87 - 89 - 90.

HV HISTOIRE DES VOLCANS

HV1

RECHERCHE ET CARACTERISATION DE MICRO-PARTICULES DE VERRE VOLCANIQUE PIEGEES DANS LES GLACES POLAIRES.

M. de Angelis, L. Fehrenbach, C. Jehano, M. Legrand, M. Maurette .

Le but principal de ce travail était de développer une nouvelle méthode pour étudier l'activité passée du volcanisme cataclysmique sur une période de ~ 100.000 ans, en essayant de mieux exploiter les niveaux "volcaniques" repérés dans des carottes de glace polaire au moyen de pics d'acidité de la glace, reliés aux retombées d'aérosols d'acide sulfurique d'origine volcanique. Ce travail est basé sur la recherche et l'analyse de microparticules de verre dans ces niveaux volcaniques de la glace. Il a tout d'abord conduit à une amélioration notable des méthodes utilisées au laboratoire de Glaciologie de Grenoble pour extraire les très faibles concentrations de particules piégées dans les glaces antarctiques, ainsi que des techniques de microscopie analytique développées dès 1970 au laboratoire René Bernas dans le cadre de l'étude d'agglutinats vitreux d'origine lunaire. Ensuite on a étudié des microverres émis lors de l'éruption récente du El-Chichon (avril 1982) qui ont été prélevés au voisinage immédiat du volcan et dans la stratosphère, et on a recherché des retombées de microverres de cette éruption dans des neiges récentes prélevées dans les régions centrales du Groenland. Les principaux résultats de ce travail sont les suivants : 1. On a découvert les retombées de microverres du El-Chichon dans les neiges du Groenland, ainsi que celles de microverres dans des niveaux de glace antarctique repérés au moyen de pics d'acidité ; 2. La simple détermination des teneurs en éléments majeurs des microverres permet dès à présent de préciser quelques caractéristiques importantes de leur éruption parente ; 3. D'autres caractéristiques des microverres, comme la présence de dépôts ultra-minces à leur surface et leur forme de lamelles ultra-minces, devraient permettre d'obtenir d'autres informations précieuses.

HV2

PRESENTATION DE DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES AU 1/25000ème ET AU 1/50000ème DU VOLCAN ACTIF DU PITON DE LA FOURNAISE: SYNTHESE DES DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES

P. Bachelery (Lab. de Géologie, Univ. de la Réunion, BP5, 97490 Ste Clotile) et P.M. Vincent (Dpt de Géologie et L.A. N°10, Univ. Clermont 2, 5 rue Kessler 63038 Clermont-Ferrand).

Deux cartographies de la zone historiquement active du Piton de la Fournaise ont été réalisées et présentées sous forme de posters. Ces documents se veulent une synthèse des données geologiques, pétrologiques, géophysiques et géochronologiques acquises ces dernières années.

Une cartographie au 1/25000ème de l'Enclos Fouqué présente la délimitation des différentes éruptions des cinquantes dernières années avec, dans la mesure du possible, indication de l'âge, du volume et de la surface, de la nature pétrographique et du type de surface des différentes coulées. Sont également mentionnées la nature et la répartition des dépôts pyroclastiques et en particulier ceux associés aux éruptions phréatiques et phréatomagmatiques historiques ou récentes. Sont enfin reportées les indications d'ordre structural : intrusions, fractures, limites de caldera et glissements.

Une cartographie au 1/50000ème présente, outre les indications relatives aux coulées historiques émises hors-Enclos, une synthèse des différentes données géophysiques, structurales et geochronologiques actuellement connues sur le Piton de la Fournaise.

HV3

IMPORTANCE DES ERUPTIONS PHREATIQUES ET PHREATOMAGMATIQUES DANS LE VOLCANISME BASALTIQUE DU PITON DE LA FOURNAISE .

P. Bachelery (Lab. de Géologie, Univ. de la Réunion, BP 5, 97490 Sainte Clotile) et P.M. Vincent (Dpt de Géologie et L.A. N°10, Univ. de Clermont II, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand).

Les volcans boucliers basaltiques tel le Piton de la Fournaise, réputés pour leurs éruptions effusives peuvent également être le siège de violents paroxysmes explosifs d'origine phréatique ou phréatomagmatique.

De 1760 à 1860, au moins 5 de ces explosions (dynamisme ultravulcanien de Lacroix 1936) ont été dénombrées en zone sommitale du Piton de la Fournaise. Ces explosions, comparables à celle de 1924 au Kilauea (Decker and Christiansen 1984) sont associées à des périodes d'activité sub-permanente et font suite à d'importantes éruptions latérales permettant l'arrivée soudaine d'eau superficielle au niveau des conduits magmatiques. Elles peuvent être accompagnées de subsidences au niveau des cratères sommitaux.

Des paroxysmes explosifs beaucoup plus violents se signalent par des dépôts cendreux, parfois d'âge récent (- 2300 ans > cendres de Bellecombe > - 4800 ans), affleurant à l'extérieur de l'Enclos. Leurs caractéristiques sont : (I) mise en place par retombées aériennes et déferlantes basales, (II) fragmentation importante d'un matériel essentiellement lithique, (III) vaste répartition, (IV) origine "profonde" des explosions. De tels paroxysmes phréatomagmatiques, générateurs de risques volcaniques, existent sur de nombreux volcans basaltiques et paraissent liés à la genèse d'effondrements calderiques (1790 au Kilauea, 1968 à Fernandina). Ce pourrait également être le cas au Piton de la Fournaise (contemporanéité des cendres de Bellecombe et de l'Enclos Fouqué) de même qu'au Karthala.

HV4

LES ERUPTIONS DE LA PERIODE HISTORIQUE (DEPUIS 1640) DU PITON DE LA FOURNAISE.

P. Bachelery (Lab. de Géologie, Univ. de la Réunion, BP 5, 97490 Sainte Clotilde), JF Lénat (Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, 97418 La Plaine des Cafres).

Depuis 1640, l'activité éruptive du volcan Piton de la Fournaise est essentiellement localisée à l'intérieur de la caldera de l'Enclos Fouqué. Seuls cinq événements "hors-Enclos" sont répertoriés avec certitude soit moins de 4% des éruptions. La grande majorité de ces éruptions consistent en l'émission de coulées de lave basaltique accompagnées d'une très faible activité explosive au niveau d'évents construits sur des fissures radiales par rapport au sommet. Rares sont les paroxymes explosifs d'origine phréatique ou phréatomagmatique (5 explosions répertoriées, toutes entre 1760 et 1860).

Au cours de l'activité historique, deux périodes peuvent être distinguées :

1640 à 1880 :-majorité d'éruptions en zone sommitale
-fonctionnement fréquent des cratères sommitaux (lacs de lave observés en 1801 et 1852)
-explosions phréatiques et phréatomagmatiques
-éruptions latérales hors-Enclos

Depuis 1880 :-majorité d'éruptions latérales dans l'Enclos (une hors-Enclos) avec préférence au flanc Nord (1890 à 1920) ou au flanc Sud (1935 à 1950)
-activité sommitale souvent de courte durée.

Pour les 50 dernières années, la Fournaise a connu en moyenne une éruption tous les 14 mois ; la période de repos la plus longue étant de 6 ans . Le taux de production de magma est estimé à 0.26 m^3/s; les volumes les plus importants correspondent aux coulées d'océanites (1931 = 130 x 10^6 m^3 , 1977 = 100 x 10^6 m^3).

HV5

SPECIFICITE DES DYNAMISMES DE NUEES ARDENTES DANS LES VOLCANS DE ZONE DE SUBDUCTION .

J.M.BARDINTZEFF,Laboratoire Pétrographie-Volcanologie, bât. 504,Université Paris-Sud,91405.Orsay.

Plusieurs dépôts de nuées ardentes (Amérique Centrale, Antilles,Indonésie) ont été comparés.

- La pétrographie et la minéralogie sont typiques des séries calco-alcalines. Certaines nuées (Saint-Vincent) renferment en plus une paragenèse profonde.

- La variété chimique des verres signale parfois un mélange de magmas.

- Les morphologies des verres (au MEB) sont de 2 types: les verres neufs,ponceux et les verres anciens,anguleux provenant de la pulvérisation des mésostases.

- La granulométrie de la fraction cendreuse (<2mm) permet de distinguer les nuées ardentes s.s. (médiane < 0,5mm),des nuées d'avalanches (>0,5mm).

Quatre grands types sont proposés :

I - Les nuées d'avalanches
IA- type Merapi,issu de la pulvérisation d'un dôme solide
IB- type Arenal,issu de la pulvérisation d'un dôme dont l'intérieur est encore liquide

II - Les nuées ardentes s.s.
IIA-type Santiaguito où l'apport de magma neuf est faible,l'explosivité résultant de la richesse en fluides d'une lave acide (dacite)
IIB- Les types Pelée et Saint-Vincent (rapprochés ici) où des mélanges de magma importants sont responsables d'éruptions très explosives.

HV6

OROGENIC NUEES ARDENTES : A NEW CLASSIFICATION

BARDINTZEFF J.M. Laboraroire de Pétrographie-Volcanologie, Université,Paris, France .

Three types of nuees ardentes are classically distinguished (MAC DONALD, 1972): collapse (Merapi-type), low angle explosion (Pelee-type) and vertical explosion (Saint-Vincent-type). This classification does not take into account the production of new magma. A new classification is proposed, by the way of the comparison of nuees ardentes emitted in subduction context. All these tephra are andesitic, with the exception of Santiaguito (dacitic) and have a typical calk-alkaline mineralogy. Glasses are however of contrasting types. Angular fragments, of dacitic to rhyolitic composition, considered as old pulverized mesostases (Santiaguito, Merapi). Pumiceous glasses, 10 microns large (St. Vincent) to plurimillimetric (Arenal) of andesitic to dacitic composition, produces of new magmas. The grain size analysis show, for the split between 0,035 and 2 mm, a sigmoid curve with median at 0,30-0,40 mm for Saint Vincent and Santiaguito and at 0,45-0,60 mm when collapse occurs at Merapi and Arenal. Four types of orogenic nuees ardentes are distinguished, according to the presence of pumiceous glasses, to the occurrence of high pressure parageneses (Saint-Vincent) and to the degree of explosivity. In this classification, the Merapi-type of MAC DONALD is subdivided into 2 types of collapsing: Merapi and Arenal. Saint-Vincent-type and Pelée-type are put together, because the differences in the eruptions are due only to the topography. Santiaguito-type, a new type, is proposed for nuees ardentes produced by high explosivity due to volatiles.

HV7

CORRELATIONS CHRONOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES DEPOTS VOLCANIQUES DU SUD DE LA BASSE-TERRE DE GUADELOUPE (PETITES ANTILLES) ET INCIDENCES SUR LE CYCLE RECENT.

Françoise BLANC

Institut Dolomieu, LA 69 CNRS, Rue Maurice Gignoux, 38031 - GRENOBLE Cedex.

Les données de terrain et de laboratoire accumulées sur le volcanisme du Sud de la Basse-Terre jusqu'en 1981 font ressortir la complexité volcanologique de cet ensemble, notamment en ce qui concerne les pyroclastites ponceuses, et les désaccords fondamentaux entre les différents auteurs quant à la chronologie des événements.

Une nouvelle chronologie fine, établie pour la période de 500 000 - 35 000 ans, a utilisé les méthodes K/Ar adaptées aux âges jeunes (CFR, Gif) et de thermoluminescence sur quartz (CFR, Gif) ainsi que la géochimie des majeurs et des traces (Grenoble, Saclay) et la minéralogie précise (microsonde) des formations volcaniques.

Les résultats obtenus permettent d'établir une nouvelle chronologie pour la succession des grands ensembles Chaîne Axiale, Chaîne de Bouillante, Monts Caraïbes, volcans de la Grande Découverte (Soufrière) et de la Madeleine. les modifications chronologiques de l'activité volcanique de la Basse-Terre placent la fin du cycle des Pitons de Bouillante vers 600 000 ans, celle de la chaîne andésitique de Bouillante à 244 000 ans et le début de l'activité des Monts Caraïbes à 500 000 ans. De plus, et ceci est important, une **phase Carmichaël** est mise en évidence entre 150 000 et 100 000 ans, début du cycle Madeleine-Soufrière. Cette phase comporte des événements explosifs (ponces à quartz, ponces andésitiques) suivis d'épisodes effusifs de grand volume. Entre cette phase et la phase Madeleine (29 000 ans) une période d'accalmie, insoupçonnée auparavant, aurait duré 70 000 ans.

Ces données contribuent à une meilleure connaissance des volumes mis en jeu au cours des divers cycles éruptifs et permettront d'établir les bilans quantitatifs de l'évolution volcanique du Sud de la Basse-Terre.

HV8

PALAGONITISATION SYNERUPTIVE DANS LES ANNEAUX DE TUFS HYALOCLASTIQUES.

Boivin P., Camus G., Goër de Herve A. de, Gourgaud A., Kieffer G., Mergoil J., Vincent P.-M.
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS, 5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand.

Vingt ans après l'éruption sous-marine de 1957-1958, les hyaloclastites de Capelinhos (Faïal, Açores) présentent deux faciès différents:
- l'un, meuble, constitue l'essentiel de l'anneau de tufs;
- l'autre, consolidé, palagonitisé, est limité aux abords immédiats de la cheminée et à son remplissage, jusqu'à 2-3 mètres au-dessus du niveau de la mer.

Ceci suggère que pendant l'éruption la zone de la cheminée a été suffisamment chaude (env. 80 à 100°C.) pour qu'apparaisse une palagonitisation rapide. Dans ce faciès consolidé les éléments présentent une auréole de palagonite épaisse de 10 à 12 microns, associée à une frange de phillipsite; calcite et zéolite remplissent les bulles et les méats.

Le caractère synéruptif de cette consolidation est attesté par l'observation d'appareils hyaloclastiques antérieurs, au niveau de la Costa da Nau, face au Capelinhos: des panneaux décamètriques de hyaloclastites stratifiées y ont subi une subsidence intracratèrique sans présenter aucun signe de dislocation, qui n'aurait pas manqué d'affecter des produits meubles.

Cette palagonitisation synéruptive a deux conséquences:
- elle tend à isoler le conduit de la mer, favorisant l'apparition de l'activité strombolienne ultérieure;
- elle favorise la préservation de la partie centrale des structures hyaloclastiques, en mer (Açores, Islande, etc.) comme sur terre ("brèches palagonitiques" sous-lacustres du bassin du Puy en Velay, et du Cantal).

Boivin P. et al., 1982, Coll. S.F.M.C. "Interactions basalte-eau de mer à basse température", Paris. Abstr.

HV9

ACTIVITE PHREATOMAGMATIQUE ET NATURE DU MAGMA .

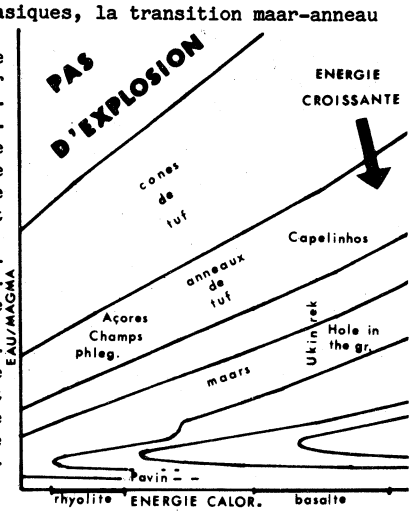
Boivin P., Camus G., Goër de Herve A. de, Gourgaud A., Kieffer G., Mergoil J., Vincent P.M.
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS, 5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand.

On constate qu'en contexte de volcanisme différencié (Açores et Champs Phlégréens), l'activité phréatomagmatique subaérienne, engendre le plus souvent des appareils de type "anneaux de tufs", exceptionnellement des maars. Un tel comportement est fondamentalement différent de celui des laves basaltiques qui dans les mêmes conditions engendrent systématiquement des maars.

La phénoménologie, la morphologie, la sédimentologie, et la lithologie, suggèrent que la succession: maar, anneau de tufs, cône de tufs, correspond à des des activités de moins en moins violentes.

Pour les magmas basiques, la transition maar-anneau de tufs apparaît avec le volcanisme subaquatique; pour les magmas différenciés qui se caractérisent par une énergie calorifique plus faible, cette transition se fait en milieu subaérien

Un modèle thermodynamique, mettant en évidence le rôle de la quantité d'eau disponible (diagramme ci-contre), est proposé, il semble adéquat pour rendre compte des observations de terrain.



Boivin P. et al., 1982, Bull. Volcanol., 45, 1, 25-39.

HV10

RISQUES PRESENTES PAR LE POPOCATEPETL .

Christian BOUDAL, Claude ROBIN
Université et LA 10 - 5, rue Kessler - 63038 Clermont-Fd

Les dynamismes caractérisant l'activité holocène et antérieure du Popocatepetl sont les suivants : coulées, éruption de type St Helens, coulées pyroclastiques, éruptions pliniennes (ponces et cendres). Son activité récente montre une prépondérance des éruptions fortement destructrices, réparties sur 3 grands cycles de nuées St Vincent (± 10.000ansB.P., de 5000 à 4000ans et de 1200ans B.P. à l'Actuel).

Depuis 1920, le volcan est dans un stade fumerollien. Toutefois, des observations durant la dernière décennie (recrudescence des fumerolles, panache important, régression du glacier) suggèrent que l'on est peut-être au terme d'une phase de quiescence. Les risques que présente le volcan sont les suivants :

- Coulées : forte probabilité d'épanchements limités au cône.

- Evénement de type St Helens : le cône a atteint un degré de construction suffisant pour qu'un tel événement se reproduise. Son effet déstructeur dépendrait de la direction prise par la coulée de débris. Vers le SE, plus de 100.000 personnes seraient concernées.

- Nuées Saint-Vincent : La dernière éruption de ce type ayant entre 500 et 800ans, fréquence observée dans les cycles, ce type d'éruption est très probable. Les secteurs NE, S et SE sont les plus menacés. 200.000 habitants sont concernés dont 55.000 dans une zone à hauts risques.

- Retombées pliniennes : très grande probabilité d'éruptions mineures. Dans le cas d'une forte éruption, les "Valles" de Puebla ou de Mexico peuvent être touchés, selon la direction des vents.

HV11

EVOLUTION DU VOLCAN POPOCATEPETL (Mexique)

Christian BOUDAL, Claude ROBIN
Université et LA 10 - 5, rue Kessler - 63038 Clermont-Fd

Le Popocatepetl (5450m), situé à 70km au Sud-Est de Mexico, couvre une surface d'environ 1000km2. Son évolution, comparable à celle d'autres grands volcans mexicains (Programme PIRPSEV-Mexique 79-81 et "Volcan de Colima") peut être résumée comme suit :

1 - L'édification d'un volcan de base, essentiellement effusif, sur une longue période (plusieurs centaines de milliers d'années). Cette première unité volcanologique est constituée par des andésites et des andésites acides. Le diamètre de cet appareil primitif atteint ±20km pour un volume de l'ordre de 400km3 ; des formations conglomératiques résultent de son démantèlement partiel.

2 - La destruction de la région sommitale du volcan de base par un événement de type St Helens qui engendre la plus volumineuse coulée de débris connue à ce jour (±28km3 répartis sur 300km2). La caldéra d'avalanche, elliptique, mesure environ 6,5x11km. Des coulées de cendres et ponces et des retombées aériennes dacitiques (500km2) suivent immédiatement cette éruption dont l'âge est inférieur à 100.000ans.

3 - L'édification d'un volcan moderne qui déborde largement de la caldéra au Sud et à l'Est. Il comprend :
a) la mise en place d'une deuxième unité andésitique (IIA) ;
b) une unité supplémentaire (IIB), des basaltes aux andésites acides, épanchée latéralement, en majeure partie sur le versant est ;
c) le cône terminal (±1800m de hauteur) qui comprend lui-même deux phases d'édification : le V. El fraile et le Popocatepetl sommital. Trois cycles d'activité pyroclastique intense (nuées St Vincent et épisodes pliniens) séparés par des périodes d'activité effusive caractérisent, ainsi que des mélanges magmatiques, les 15.000 dernières années de ce cône.

HV12

LES AGGLOMERATS CHAOTIQUES ET STRATIFIES DE LA MONTAGNE PELEE (MARTINIQUE). INTERPRETATION DYNAMIQUE.

Georges BOUDON[1], Jean-Louis BOURDIER[2] et Pierre M. VINCENT[2]

1- Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée - IPG Paris
2- Département de Géologie et LA 10 Clermont-Ferrand

La Montagne Pelée s'est édifiée au cours de trois grands stades éruptifs. Le plus ancien ("Paléo-Pelée"), le plus volumineux et le plus long est constitué par d'importants dépôts d'écoulements pyroclastiques d'un caractère particulier appelés ici "agglomérats". Il en existe deux types :

- Les premiers (agglomérats de type Tombeau des Caraïbes) sont chaotiques, en unités décamétriques, à blocs et lapilli (50 à 60% en volume) peu anguleux et à vésiculation hétérogène ; la matrice est très indurée.

- Les seconds (agglomérats de type Macouba) sont stratifiés en bancs grossiers de puissance métrique (0,5 à 3m) séparés par des interbancs fins (<30cm). Les blocs et lapilli sont abondants (60 à 70% en volume) anguleux ; la matrice cendro-sableuse est compactée. Les granoclassements sont fréquents. La présence de pipes de dégazage de grande dimension, atteste de leur caractère directement éruptif.

Ces agglomérats sont interprétés comme le résultat d'un processus d'autofragmentation ménagée se produisant - ou se poursuivant - au cours de l'écoulement. Ce sont des écoulements pyroclastiques, mais leur comportement et leur signification ne sont pas totalement différents de ceux des coulées de lave. Leur évolution se caractérise par le développement des trois processus : vésiculation, fragmentation, pulvérisation. Si pour les premiers, l'écoulement est turbulent, pour les seconds, il est laminaire et permet la conservation d'une stratification fine et régulière sur des distances de plusieurs kilomètres sur des pentes faibles à topographie régularisée.

Sur le plan stratigraphique, ces agglomérats constituent la quasi-totalité du premier stade d'édification de la Montagne Pelée. On ne les retrouve plus dans les stades ultérieurs bien que, magmatologiquement, les produits n'en soient guère différents. Ceci semble être une règle quasi-générale sur de nombreux volcans andésitiques.

HV13

UN EVENEMENT CATACLYSMIQUE DE TYPE MONT SAINT HELENS PEUT-IL SE PRODUIRE PLUSIEURS FOIS SUR UN MEME VOLCAN?

EXEMPLE DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE.

Georges BOUDON[1], Michel P.SEMET[2] et Pierre M.VINCENT[3]

1- IPG Paris ; 2- Laboratoire Géochimie Comparée, Paris VI ; 3- LA 10, Clermont-Ferrand.

Le volcan de la Grande Découverte a été le siège, il y a 3000ans, d'une éruption cataclysmique de type Mont St Helens (BOUDON et al, 1984) ; elle correspond au premier exemple préhistorique découvert pour lequel le cratère et les différents types de dépôts sont encore conservés (cratère en amphithéâtre de 1.7x1.3km, ouvert vers le Sud ; coulée de débris de 0.5km3 sur 28km2 ; dépôts de blast, épais et composites, cartographiés sur 60km2).

Un des problèmes majeurs se posant alors était de savoir si un événement de ce type pouvait se renouveler plusieurs fois sur un même volcan. La récente découverte d'un nouvel épisode comparable, précédant celui de 3000ans de quelques milliers d'années, confirme cette possibilité. L'ouverture vers l'Ouest du cratère en amphithéâtre, de 1.5x1.5km, et la situation de la zone affectée par les dépôts (dont les différents types sont encore conservés) à 90° de celle de l'événement suivant, amène à considérer comme zone à risque volcanique toute la partie sud de la Guadeloupe. Toutefois, ces deux éruptions, similaires par l'aspect et la répartition des dépôts, présentent deux différences fondamentales. Si l'éruption de 3000ans est magmatique (éléments juvéniles abondants dans la coulée de débris et dans les dépôts du blast), celle qui la précède semble purement phréatique (aucune trace de magma juvénile n'a été décelée jusqu'ici). Si l'on connait bien dans le cas d'une éruption magmatique, grâce au Mont St Helens, les signes précurseurs et l'évolution de la phase précédant l'explosion paroxysmale, il n'en est pas de même dans le cas d'une éruption essentiellement phréatique, le seul cas connu de ce type étant celui du Bandaï-San au Japon en 1888. Ces résultats posent en termes très différents, le problème de la surveillance du volcan.

HV14

LES STADES D'EDIFICATION DU VOLCAN DE LA GRANDE DECOUVERTE-SOUFRIERE DE GUADELOUPE .

Georges BOUDON[1], Pierre M. VINCENT[2] et Michel P. SEMET[3]

1- IPG Paris ; 2- LA 10 Clermont-Ferrand ; 3- Laboratoire de Géochimie comparée, Paris VI.

Le volcanisme récent de la Basse-Terre est représenté par deux ensembles juxtaposés :

1/ Le volcan composite de la Grande Découverte, dont l'activité terminale est représentée par la Soufrière sensu-stricto.

2/ L'ensemble érutif Trois Rivières - Moscou - Madeleine situé au Sud Est du précédent et de dimension plus modeste.

L'édification du volcan de la Grande Découverte peut être subdivisée en cinq phases principales :

1/ 200.000 - 100.000ans : Construction du cône principal (20x15km) installé sur le flanc sud des Pitons de Bouillante et du Sans Toucher.

2/ Entre 100.000 - 35.000ans : Mise en place d'importants dépôts ponceux (retombées pliniennes et écoulements pyroclastiques) dits de "Pintade" (plusieurs km3), responsables de l'effondrement de la caldera de la Grande Découverte.

3/ 35.000 - 10.000ans : Edification à l'intérieur de la caldéra du massif du Carmichael, à dominance lavique.

4/ 10.000 - 3.000ans : Destruction de la partie sommitale du volcan, par deux éruptions à coulées de débris et blast associés entrainant la formation de deux cratères en amphithéâtre : l'un ouvert vers l'Ouest, de 1.5x1.2km (cratère Carmichael) ; l'autre ouvert vers le Sud de 1.7x1.3km (cratère Amic). L'orientation à 90° de ces deux structures explique la disparition des remparts ouest et sud de la caldéra initiale.

5/ 3.000 ans - actuel : Edification du volcanisme Soufrière sensu-stricto à l'intérieur du cratère Amic. La mise en place du dôme de la soufrière, au XVIème siècle, représente à ce jour la dernière activité magmatique du volcan de la Grande Découverte.

HV15

DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES. GRANULOMETRIQUES ET LITHOLOGIQUES SUR LES DEPOTS DES ERUPTIONS DE 1902 et 1929 DE LA MONTAGNE PELEE (MARTINIQUE). IMPLICATIONS POUR LA DEFINITION DU DYNAMISME PELEEN

BOURDIER J.L. et GOURGAUD A.

Université et LA 10, 5 rue Kessler - 63000 Clermont-Fd

Le dynamisme "péléen", défini par les éruptions de 1902 et 1929 de la Montagne Pelée, est caractérisé par des "nuées ardentes" latérales, écoulements pyroclastiques à blocs, issus d'explosion dans un dôme en cours de formation. L'analyse de ces dépôts confirme une nette distinction entre des nuées ardentes qui ont constitué l'activité "normale" en 1902 et 1929 et quelques nuées particulièrement violentes (8 mai, 20 mai, 9 juillet et 30 août 1902).

Les nuées "classiques" présentent des dépôts grossiers d'écoulements canalisés, à population granulométrique bimodale, contenant dans la fraction de cendres grossières au moins 80% d'éléments magmatiques non vésiculés. Les dépôts des nuées paroxysmiques précités ont été identifiés sur de nouvelles bases stratigraphiques. Ils sont représentés par des produits d'écoulements canalisés mais aussi, latéralement, par des produits moyennement grossiers à fins, non canalisés, peu épais (<1m), et par des dépôts fins de déferlantes. Les dépôts d'écoulements non canalisés ont une population granulométrique unimodale sans mode grossier. Les nuées paroxysmiques contiennent dans la fraction de cendres grossières 40% (20mai) à 80% (8mai) d'éléments magmatiques vésiculés.

La mise en évidence d'écoulements pyroclastiques non canalisés, est un élément nouveau dans la compréhension des éruptions de 1902. Ceci conduit à réinterpréter l'origine de la destruction de St Pierre(par un véritable écoulement pyroclastique et non par un "souffle" latéral ou une déferlante) et à revoir le problème du risque volcanique.

HV 16

MISE EN EVIDENCE D'UNE REPONSE PHREATOMAGMATIQUE AUX AUX EMISSIONS PONCEUSES PLINIENNES DU VESUVE .

Camus G., Boivin P., Goër de Herve A. de, Kieffer G.
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS, 5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand.

A Pompéi, une coupe située près de la porta di Nola, montre les ponces de la retombée plinienne surmontées par un dépot phréatomagmatique caractéristique: cendres pisolitiques à stratification entrecroisée.

La retombée ponceuse atteint 2m. environ, elle moule les reliefs antérieurs. Si l'on se réfère à Pline, elle correspond à l'activité du Vésuve entre le 24/08/79 vers 13h. et le 25/08/79 au matin.

Le dépot cendreux comble toutes les dépressions de la formation ponceuse. C'est à la base de cet horizon cendreux qu'aurait été retrouvée la quasi-totalité des victimes de l'éruption à Pompéi. Les données historiques et géochimiques indiquent que l'épisode phréatomagmatique a vraisemblablement précédé l'émission des coulées pyroclastiques d'Herculanum.

Les dépots correspondant aux éruptions pliniennes antérieures à celle de 79 montrent assez systématiquement une superposition analogue: retombée plinienne-dépôt de déferlantes.

On doit donc admettre que la chute de pression dans le réservoir, concommitante de l'émission ponceuse en régime, autorise la pénétration d'eaux vadoses dans les conduits d'alimentation, et une violente réplique phréatomagmatique qui représente vraisemblablement le risque majeur dans ce cas, tant par sa soudaineté que par l'aire intéressée (jusqu'à 20 km. du volcan) .

Camus G. et al., 1980, 8ème R.A.S.T., Marseille. S.G.F. éd, 78.

HV17

ERUPTIONS SOUS-LACUSTRES EN LATIUM (ITALIE) .

Camus G., Goër de Herve A. de, Gourgaud A., Mergoil J.
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS, 5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand.

Le "peperino" des monts Sabatini (Sacrofano, Baccano), comme celui des monts Albains (Albano, Nemi) se présente sous la forme de coulées de matériel phréatomagmatique issu de cratères de type maar. Les caractères de ces formations suggèrent dans la plupart des cas une mise en place par écoulements a basse température ou le milieu continu est de la vapeur d'eau à la limite de la saturation; souvent le transport a du s'achever sous forme boueuse, après condensation de l'eau.

Les coulées de peperino sont systématiquement surmontées sans discontinuité par des dépots de déferlantes presentant une lithologie comparable. Une telle superposition est exceptionnelle; dans le schéma classique, ou l'influence des eaux vadoses est de plus en plus marquée au fur et à mesure du développement de l'activité, les écoulements succèdent aux déferlantes (Laacher See).

On doit donc admettre que l'influence des eaux superficielles sur l'activité a été prépondérante au début de l'éruption, puis a brutalement diminué. La présence de bois non carbonisés dans le peperino témoigne d'un dépot de basse température et autorise à envisager des rapports eau/magma de l'ordre de 0,5 à 1 que seuls des lacs peuvent expliquer, en contexte continental (éruption de type Kelut, Java, 1919).

L'histoire et la structure des édifices concernés sont en accord avec cette hypothèse: les écoulements n'apparaissent que dans le stade mature des édifices, alors que les éruptions antérieures ont pu engendrer des cratères susceptibles d'abriter des lacs.

Camus G. et al., 1981, Bull. P.I.R.P.S.E.V., C.N.R.S.-I.N.A.G. N°52.

HV18

UN EVENEMENT DE TYPE MONT SAINT HELENS A CARACTERISE LE PAROXYSME DE L'ERUPTION DU KRAKATAU LE 27 AOUT 1883.

Camus G., Vincent P.-M.
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS, 5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand.

Les "ignimbrites" de 1883 du Krakatau présentent des caractères suggèrant une mise en place à une température anormalement basse. Ceci est confirmé par les spectres I.R. des fragments ligneux qu'elles contiennent (100-150°C.). Seule une arrivée massive d'eau à l'évent, une éruption sous-marine, est compatible avec ce caractère (rapport eau/magma estimé de l'ordre de 0,8).

Le schéma classique de Williams récemment précisé par Self et Rampino doit être modifié de la façon suivante:Le 27/08/1883 à 10h., entre la phase sub-plinienne et l'émission des ignimbrites s'est produit l'effondrement de Danan, Perbuwatan et du Nord de Rakata, selon un processus reconnu lors de l'éruption du Mont Saint-Helens. Le grand raz de marée est engendré par l'immersion brutale de la coulée de débris.

L'hypothèse est confortée par deux témoignages:
- les "cendres brulantes de Kétimbang", qui avaient un caractère de souffle latéral dirigé, se sont propagées jusqu'à 40km. vers le Nord; elles représentent sans aucun doute le "blast";
- ces cendres ont brusquement fait place, peu après 10h. à une pluie de boue (passage à l'activité sous-marine).

Cette hypothèse a été récemment confirmée par la découverte:
- d'affleurements de matériaux attribuables à la coulée de débris sur la cote de l'île Lang;
- d'une morphologie sous-marine caractéristique d'une coulée de débris, au Nord de l'archipel (Mission Corindon IX, O.R.S.T.O.M.-C.N.E.X.O.,juin 1983).

Camus G. ,Vincent P.-M., 1981, Rapport P.I.R.P.S.E.V. N° 51.

HV19

ERUPTIONS "SURTSEYENNES" ET ANNEAUX DE TUFS HYALOCLASTIQUES .

Camus G., Boivin P., Goër de Herve A. de, Gourgaud A., Kieffer G., Mergoil J., Vincent P.-M.
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS, 5, rue Kessler 63000 Clermont-Ferrand.

L'éruption du Capelinhos (Faïal, Açores, 1957-1958) fut caractérisée par deux phases successives d'activité: sous-marine, surtseyenne, puis sub-aérienne, magmatique, strombolienne.

L'activité surtseyenne édifie des anneaux ou des cônes de tufs hyaloclastiques, elle diffère de l'activité phréatomagmatique s.s. subaérienne qui engendre les maars. Un dépôt de maar affecte la forme d'un croissant qui frange un vaste cratère et ne présente presque jamais de strates à pendage centroclinal du fait d'une intense subsidence péricratérique ; il comporte une importante fraction énallogène . Le diatrème sous-jacent est profondément enraciné.

Un anneau de tufs hyaloclastiques entoure un cratère plus réduit et présente fréquemment des strates à pendage centroclinal; il comporte peu d'éléments énallogènes. Le niveau des explosions est superficiel et le diatrème sous-jacent est faiblement enraciné.

La différence entre les deux types est liée à la quantité d'eau disponible dans chaque cas:
- au volcanisme surtseyen correspond un rapport eau/magma élevé et un rendement médiocre (vapeur saturée, explosions faibles et superficielles, fluidification mauvaise, subsidence lente dans le diatrème);
- au volcanisme phréatomagmatique s.s. correspond un rapport eau/magma bas et un rendement élevé (vapeur non saturée, explosions fortes et profondes, fluidification intense, subsidence brutale dans le diatrème).

Camus G. et al., 1981, Bull. Volcanol., 44, 1, 31-42.

HV 20

NUEES RETOMBANTES ET MELANGES MAGMATIQUES DANS QUELQUES VOLCANS DE L'AXE TRANSMEXICAIN .

CANTAGREL J.M., GOURGAUD A., ROBIN C. et VINCENT P.
Dept de Géologie et CNRS LA10 - 5 rue Kessler CLERMONT-FD

Les nuées ardentes retombantes (type St Vincent) représentent une activité paroxysmale remarquable de trois volcans composites mexicains : Pico de Orizaba, Popocatepetl, Colima. Ces éruptions pyroclastiques semblent caractériser l'évolution récente de ces volcans : historiques (1913) au Colima, elles sont holocènes au Pico et au Popo et sont émises par les cratères centraux des cônes terminaux en cours d'édification. Les datations C14 sur charbons montrent que cette activité est cyclique bien qu'irrégulière : crises pyroclastiques suivies d'une activité plus modérée plinienne ou lavique. L'écroulement de la colonne éruptive engendre des écoulements pyroclastiques typiquement constitués de cendres, scories et de fragments lithiques en proportions variables. Ces dépôts remplissent les vallées radiales et couvrent de grandes surfaces sur les basses pentes des cônes. Ils ont été reconnus jusqu'à 25km du point de sortie ce qui souligne la grande mobilité de ces matériaux et l'importance des volumes mis en jeu (de l'ordre du km3). Globalement andésitiques les magmas sont très généralement hétérogènes : coexistence d'un magma basique et d'un magma dacitique plus ou moins mélangés avec des textures litées ou émulsionnées. Leur pétrographie est caractérisée par l'existence de déséquilibres minéralogiques : xénocristaux résorbés, réactionnels, à zonage inverse, etc... Leur géochimie montre des variations linéaires de compositions sur un diagramme élément-élément. Toutes les compositions chimiques d'une série calco-alcaline peuvent être représentées dans une même unité éruptive. Le remplissage périodique des réservoirs en cours de fractionnement serait le phénomène majeur dans ce type d'activité : l'apport énergétique d'un nouveau magma basique serait suffisant pour forcer le mélange mécanique et la réaction des magmas, voire pour déclencher ces éruptions pyroclastiques à très haut risque.

- ROBIN et al. (1983) : Bull.Soc.Géol.Fr.(7)t.XXV.n°5, p.727-736.
- CANTAGREL et al : soumis au Bull. Volcanol.

HV21

DOCUMENT POUR LA PREVISION VOLCANIQUE: LES PHENOMENES PRECURSEURS DE L'ERUPTION DU 8 MAI 1902 DE LA MONTAGNE PELEE (MARTINIQUE).

S. CHRETIEN - Univ. de Paris-Sud , Labo. de Pétrographie-Volcanologie, Bât. 504, 91405 ORSAY

Le calendrier détaillé des phénomènes précurseurs de cette éruption a été reconstitué pour les 4 mois et avec plus de précisions pour les 15 jours qui l'ont précédée à partir de documents d'époque (lettres, journaux...).

Quatre phases sucessives d'intensité croissante ont été distinguées :

- une phase fumerollienne , dès 1889, augmente au début 1902 : les émanations sulfhydriques dispersées par les alizés sont perçues à plus de 6 km du cratère.
- une phase phréatique de faible intensité du 23 avril au 2 mai : accompagnées de secousses sismiques, les chutes de cendres de ces éruptions sont rabattues sous les alizés.
- une phase phréatique de forte intensité du 2 au 5 mai ; les éruptions encore phréatiques, ont leur intensité décuplée, les cendres sont projetées dans la haute atmosphère (l'éruption de la nuit du 2 au 3 couvre de cendres toute la Martinique). Pendant cette phase une émission de gaz magmatiques semble effective. Le 5 mai le premier lahar (23 morts) occupe la Rivière Blanche.
- La phase magmatique ne débute que le 6 mai au matin : rougeoiements, émissions de cendres, lahars dans la Rivière Blanche, se succèdent. Le 7 mai de petites nuées ardentes sont émises.

Les phénomènes précurseurs significatifs sont donc :
- une intensité accrue depuis le réveil fumerollien jusqu'aux phases phréatiques puis magmatique, la lave précédée par la seule sortie des gaz magmatiques n'apparaît que 2 jours avant l'éruption.
- un important volume de cendres phréatiques et d'eau responsable des lahars et des crues,
- une émission discrète de petites nuées ardentes,
- peu de phénomènes géophysiques ; une sismicité faible ; le gonflement du volcan s'il a eu lieu n'a pas été observé ; par contre des pertubations magnétiques sont à signaler la veille de l'éruption.

HV22

SIGNIFICATION STRUCTURALE DES DYKES DE LA VALLE DEL BOVE (ETNA ,SICILE) .

Dominique COMPARE

Institut Dolomieu, LA 69 CNRS, Rue Maurice Gignoux, 38031 - GRENOBLE Cedex.

L'étude de plusieurs centaines de dykes (363 exactement) regroupés en six ensembles structuraux distincts, permet d'apprécier la part des intrusions rattachables au Trifoglietto II de celles postérieures à cet édifice (directions majeures SSE-NNW) et influencée par les contraintes régionales.

La composition minéralogique et chimique des dykes recouvre principalement le domaine des hawaïtes et mugéarites avec une très faible proportion de benmoréites ; curieusement, aucun terme basique n'appartient à ces intrusions.

Replacés dans l'histoire étnéenne, les dykes mugéaritiques les plus anciens se rattacheraient à un édifice antérieur au centre éruptif du Trifoglietto : le **Calanna** et les hawaïtes, également pre-Trifoglietto, à un centre situé dans la partie plus orientale de la Valle del Bove.

Un troisième ensemble hawaïtique à mugéaritique appartient au **Trifoglietto** I dont le centre se trouvait, il y a plus de 50 000 ans, au SW de la Valle del Bove.

Quant à l'édifice principal : le **Trifoglietto II**, il s'y rattache tous les dykes des autres ensembles (hawaïtes et mugéarites); l'activité centrée au SW se déplace ensuite au NW et correspond à l'édification du **Vavalaci** à laquelle se rattachent les dykes différenciés SSE-NNW. Les dernières générations de dykes (mugéarites, benmoréites) conservent la même orientation NNW-SSE.

Au niveau des axes de montée des dykes tout se passe comme si les premières structures étaient engendrées par une tectonique liée à l'édifice volcanique lui-même alors qu'à partir d'une phase vieille de 15 000 ans, ces axes sont influencés par une tectonique régionale dominante, responsable à la fois du déplacement des centres éruptifs vers l'Ouest et du changement d'activité à l'origine de l'ouverture de la Valle del Bove.

HV23

DEPOTS VOLCANIQUES DANS LES NEIGE ET GLACE

S. KIRCHNER, F. BATIFOL

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble

L'essentiel des résultats concerne l'Antarctique. Un programme vient de commencer sur l'Etna. En voici un résumé :

Quinze mètres de névé du Dôme C (Antarctique) représentant environ deux siècles ont été analysés en continu et en détail (2 échantillons par an en moyenne) par chromatographie ionique. Le profil de sulfate obtenu met en évidence des pics dépassant pour certains le double du niveau de base (sulfate "en excès") d'origine biogénique. La datation des couches de névé en ce site est à quelques années près ce qui est suffisant pour repérer les grands évènements volcaniques majeurs.

Ont été clairement retrouvés : l'Agung (1963), le Santa Maria (1904), le Krakatoa (1883), le Galunggung (1822) et le Tambora (1815).

L'étude a été poursuivie plus en profondeur sur environ deux cents ans mais avec un échantillonnage discontinu. Quelques éruptions importantes ont encore été repérées mais non identifiées.

L'appareillage de conductivité électrique construit au Laboratoire et permettant de repérer les niveaux acides sur les carottes de névé et de glace a été amélioré et utilisé sur plusieurs carottages à moyenne profondeur au Pôle Sud où la datation est nettement plus précise qu'au Dôme C. Là encore le couple Galunggung-Tambora a été repéré plusieurs fois et quelques grandes éruptions majeures des 500 dernières années ont été trouvées.

Par contre il a été montré que le site de D 57 n'est pas excellent pour l'étude du paléovolcanisme car les signaux des éruptions majeures y sont bien moins marqués que dans les sites centraux. De plus la datation y est très incertaine. Cependant grâce aux chronologies des éruptions obtenues au Dôme C et au Pôle Sud, nous avons pu identifier à nouveau le Galunggung et le Tambora.

HV24

ETUDE STRUCTURO-SEDIMENTAIRE DES MARGES SUD ET OUEST DE LA GUADELOUPE .

H. GOT, H. INOUBLI, M. PERRET, J.C. ALOISI, G. GLAÇON A. MONACO, A. MASCARENHAS et L. MIRABILE

Une campagne (ANTIVOLC 81) de prospection sismique haute résolution complétée par un lever bathymétrique, gravimétrique et des carottages met en évidence une différenciation des marges occidentale et méridionale de la Guadeloupe.

Le compartiment situé entre Grande Terre, Basse Terre et Marie-Galante est caractérisé par des directions structurales WNW-ESE et NE-SW dont le jeu jusqu'à une période subactuelle détermine une structure en horst, le banc Colombie ; il est le résultat de l'évolution d'un cône volcanique enfoui déformant une couverture carbonatée plio-quaternaire réduite.

La marge occidentale constituée exclusivement de matériel volcano-détritique se différencie par une succession de vallées et de rides selon deux directions dominantes : ENE-WSW et NNW-SSE identiques à celles de l'île de Basse Terre. La vallée la plus importante (vallée de Pointe-Noire emprunte un axe d'effondrement qui achemine, durant le Plio-Quaternaire, du matériel volcano-sédimentaire vers le bassin de Grenade. Des édifices volcaniques sous-marins constituent le plus souvent l'ossature des rides.

La différenciation structurale et sédimentologique de ces deux marges transcrit leur appartenance l'une aux arcs externe et intermédiaire sédimentaires, l'autre à l'arc interne volcanique récent des Petites Antilles.

HV25

ETUDES MENEES SUR L'ARC VOLCANIQUE DES PETITES ANTILLES

par Jean-Jacques JEREMIE et Hélène PASCALINE

SUR LE PLAN HYDROCHIMIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE l'interprétation des caractères des sources chaudes du pourtour de la Soufrière de Guadeloupe a permis de définir 3 types de circulations :

- les eaux à circulation dans des pyroclastites récents peu soudés, eaux fortement minéralisées et sous influence fumerollienne ;

- les émergences d'aquifères de nuées ardentes, à minéralisation moyenne marquées par leur passage dans les pyroclastites récents ;

- les émergences d'aquifères peu profonds à minéralisation faible, due pour l'essentiel à la présence de gypse.

DU POINT DE VUE DE LA GEOCHIMIE DES POUSSIERES VOLCANIQUES émises lors des manifestations observées, les études menées pour la Soufrière de Guadeloupe (éruptions de 1975-1977) ont conduit à une nouvelle composition chimique des poussières et ont permis de mettre l'accent sur l'importance de la phase hydrothermale présente. Cette phase peut permettre en outre de caractériser une éruption ; trois types distincts de poussières volcaniques apparaissent en effet :

- celles d'éruptions phréatiques, riches en minéraux hydrothermaux ;

- celles des éruptions phréato-magmatiques à phase hydrothermale peu significative ;

- celles d'éruptions à caractère magmatique pouvant être influencées par une zone d'altération hydrothermale.

LES ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES sur le massif de la Soufrière de Guadeloupe ont donné des indications précises sur les âges des événements importants qui ont induit l'installation de nappes pyroclastiques ; quatre importants périodes éruptives ont ainsi été retenues.

LES MECANISMES ERUPTIFS ont été appréhendés par l'étude des caractéristiques géologiques des formations volcaniques de la Basse-Terre de Guadeloupe et ont permis de proposer un modèle hydrodynamique des éruptions phréatiques du volcan de la Soufrière, modèle qui s'appuie sur les données sismiques recueillies lors de la crise de 1975-1977.

En outre, le suivi et l'étude de l'éruption de la Soufrière de Saint-Vincent en avril 1979 ont mené à un modèle de fonctionnement de ce volcan basé sur une alternance d'épisodes explosifs et extrusifs ; une chambre magmatique principale émettant vers la surface une protubérance après chaque éruption de débouchage.

HV26

LES ERUPTIONS PHREATOMAGMATIQUES DU STROMBOLI ANCIEN ET LE PROBLEME DE L'ORIGINE DE LA SCIARA DEL FUOCO .

Kieffer Guy
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS
5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand

Le Stromboli ancien s'est édifié avec des dynamismes très explosifs, fort différents des manifestations "stromboliennes" actuelles. Le profil élancé de l'île est un héritage de ses éruptions passées. Parmi celles-ci, le phréatomagmatisme a occupé une place importante, comme le montrent des dépots caractéristiques et des restes de structures.

La plus suggestive de ces structures est la dépression de la Sciara del Fuoco. Elle ne doit rien à l'érosion, car l'"ensemble shoshonitique intermédiaire", dans lequel elle s'ouvre, ne porte par ailleurs aucune trace particulière d'érosion. Elle n'est vraisemblablement pas le résultat d'un glissement gravitatif, comme le pensait A. Rittmann qui en faisait un sector graben (assez proche du Grand Brulé du Piton de la Fournaise), car la bathymétrie, dans le prolongement de son ouverture, ne montre pas de dépression encadrée par des bourrelets. Il existe au contraire ce qui semble un énorme cône de débris au profil bombé, descendant jusqu'à plus de 2.000 m . A cela s'ajoute la présence, sur les flancs de l'édifice, de dépots phréatomagmatiques, certains à lapillis accrétionnés, dont l'âge récent (holocène) pourrait coïncider avec celui de la formation de la dépression.

Il est probable que la Sciara del Fuoco s'est ouverte lors d'une éruption cataclysmale analogue à l'éruption du Mont Saint Helens aux U S A, en 1980.

Ce type d'éruptions s'était peut-être déjà produit au Stromboli pour créer la grande dépression occupée par l'"ensemble shoshonitique intermédiaire". En raison des pentes fortes de l'édifice et de la Sciara del Fuoco elle-même, il constitue toujours un risque qu'il faudrait prendre sérieusement en considération si l'activité persistante du volcan cessait.

Kieffer G. et Pomel R., 1982, B.A.G.F., 488, 211-226.

HV27

MANIFESTATIONS DU DEPLACEMENT VERS L'EST DES VOIES D'ALIMENTATION MAGMATIQUE DE L'ETNA.

Kieffer Guy
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS
5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand

Les éruptions de 1971, 1978 et 1979 de l'Etna ont révèlé une voie d'alimentation magmatique majeure, indépendante des conduits des cratères Central et Nord-Est et située à l'E-SE du cône central. Le Cratère Sud-Est, apparu en 1971, réouvert en 1978/79 et passé à l'activité persistante en 1980, en constitue l'évent actuel. Plusieurs axes de fissures, alors mis en jeu, ont fait apparaître que leur aire de convergence se situe également à l'E-SE du cône central.

Lors de ces éruptions, les cratères Central et Nord-Est n'ont montré aucune activité particulière. Ce sont les bouches ouvertes au S-SE du cône central et principalement le Cratère Sud-Est qui ont joué le rôle de cratère terminal en étant le siège de l'essentiel du dégazage.

Ces éruptions ont reproduit des situations observées lors d'éruptions anciennes, qui montrent que, depuis plusieurs siècles, beaucoup d'éruptions sont "commandées" depuis cette voie d'alimentation magmatique située au S-SE du cône central.

Celle-ci a joué un rôle considérable dans le cycle éruptif en cours (1971-1983-..). Lors de l'éruption de 1983, les fissures éruptives convergeaient vers le Cratère Sud-Est qui avait au préalable assuré le dégazage des laves qui purent ensuite s'écouler calmement. Plus significative est la phase d'effusions lentes du Cratère Sud-Est, commencée le 27 Avril 1984, qui reproduit des phases d'activité persistante du Cratère Nord-Est. Ce comportement nouveau du Cratère Sud-Est constitue une manifestation symptomatique du déplacement vers l'Est des voies d'alimentation magmatique principales de l'Etna.

G. Kieffer, 1983, B. S. G. Fr., (7), XXV, 3, 369-378.

HV28

EXISTENCE ET ROLE D'UNE GRANDE STRUCTURE DE GLISSEMENT SUR LE VERSANT ORIENTAL DE L'ETNA.

Kieffer Guy
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS
5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand

Une structure d'une quinzaine de km de largeur est témoignée, sur le versant oriental de l'Etna, par deux grands replats qui ceinturent, au Nord et au Sud, les appareils centraux. Son origine remonte à une centaine de milliers d'années au moins.

Le contexte volcanologique et tectonique dans lequel elle s'est formée (émissions abondantes de coulées fluides, impliquant des injections nombreuses de magma dans des axes d'intrusions à composante N-S prédominante; intense activité tectonique sur des failles N-NO - S-SE et N-NE - S-SO inclinées vers l'Est en profondeur) permet de supposer que les formes visibles coïncident avec la partie amont d'un vaste glissement vers la mer d'une partie du versant oriental de l'Etna et de son substratum. Cette interprétation est appuyée par l'extension, sur une dizaine de km vers l'Est, de la faille-limite du replat septentrional et par l'existence, au fond de la mer, jusqu'au-dessous de 1.000 m et jusqu'à 15 km au large, d'une dépression encadrée de bourrelets, qui prolongent les limites visibles ou supposées du glissement.

La localisation de cette structure cadre assez bien avec la division en deux de l'Etna: le versant occidental est stable avec peu d'accidents tectoniques et de manifestations volcaniques; le versant oriental a toujours été beaucoup plus affecté par les évènements tectoniques et volcaniques. Le mouvement de glissement a repris à plusieurs reprises, accentuant la fragilisation du versant est, chaque fois qu'un contexte distensif permettait la montée de magmas peu différenciés.

Cette structure paraît en cours de réactivation dans le contexte distensif favorable des éruptions historiques.

G. Kieffer, 1984, 10ème R.A.S.T., Bordeaux, p. 319.

HV29

VARIETE DES DYNAMISMES ERUPTIFS DANS LE VOLCANISME ANCIEN DE L'ETNA.

Kieffer Guy
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS
5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand

L'évolution des dynamismes éruptifs de l'Etna est assez directement liée à l'évolution de la nature de ses laves.

Depuis le début de son activité, il y a 300.000 ans environ, le volcan a le plus souvent émis des laves peu différenciées avec des dynamismes strombolo-effusifs banals, comparables aux dynamismes actuels.

Depuis 75.000 ans environ, l'Etna a connu plusieurs phases de différenciation magmatique, délimitées dans le temps et à l'origine de mugéarites et de benmoréites. Ces laves ont eu tendance à s'autobréchier lors de la mise en place: les meilleurs exemples sont la série "pyroclastique" du Trifoglietto II et les dômes du Mongibello, sur le versant sud-ouest. Les laves visqueuses ont encore déterminé l'édification calme de dômes endogènes (zone de Vena) dans le Mongibello et, à l'opposé, lorsqu'elles étaient riches en gaz, la formation de nuées ardentes, dans la série "pyroclastique" du Trifoglietto II.

Les laves les plus différenciées du Mongibello sont associées à des éruptions plus violentes, comme celle, de type "St Vincent" qui, il y a 14.000 ans, a donné des coulées pyroclastiques et provoqué la formation de la caldeira du Cratère Elliptique. Le Mongibello récent a eu des éruptions pliniennes caractéristiques et des phases responsables du dépot de cendres et de ponces par des déferlantes du type "ash hurricane".

Enfin, à toutes les époques, l'activité a été fortemant marquée par le phréatomagmatisme. Les éruptions de type "St Helens"se sont répétées sur le versant est et ont largement participé à l'ouverture de la Valle del Bove. C'est une éruption phréatomagmatique, la plus forte de ces derniers milliers d'années, qui, en -122, a créé le Cratere del Piano qui a marqué la morphostructure sommitale durant toute la période historique.

HV30

HISTOIRE DE L'ETNA.

Kieffer Guy et Belin Jean-Michel
Département de Géologie et Minéralogie et LA10-CNRS
5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand

L'histoire de l'Etna est schématisée en huit représentations et un tableau récapitulatif.

Commencé il y a environ 300.000 ans, le volcanisme connaît d'abord, pendant 150.000 ans environ, une succession de phases d'activité et de repos. Plusieurs petits complexes éruptifs dispersés se mettent en place. Les laves, d'abord tholéiitiques, deviennent alcalines vers la fin de cette période.

La poursuite de l'activité d'un ou de plusieurs de ces complexes initiaux permet, de -150.000 à -100.000 ans environ, la construction d'un volcan-bouclier avec des coulées alcalines peu différenciées, dans lesquelles s'interstratifient encore quelques coulées tholéiitiques. Ce premier grand volcan est affecté par une vaste structure de glissement vers la mer. Un changement de régime éruptif édifie ensuite, de -100.000 à -75.000 ans environ, un appareil en partie pyroclastique important, éventré à plusieurs reprises par des éruptions de type "Saint Helens" ou "Bandaï".

Plusieurs centres successifs (Trifoglietto, Vavalaci, Cuvigghiuni) coiffent l'Etna ancien de -75.000 à -40.000 ans environ. Les laves alcalines différenciées (mugéarites) et les dynamismes explosifs apparaissent.

Depuis 40.000 ans environ s'édifie le Mongibello, le plus grand centre éruptif de l'Etna. Il recouvre largement les volcans antérieurs. Il connaît plusieurs phases de différenciation magmatique importantes dont les laves (benmoréites) sont émises par des éruptions très explosives. L'une d'elles provoque, il y a 14.000 ans, la formation de la caldeira du Cratère Elliptique. De fortes éruptions phréatomagmatiques, aidées par l'érosion, ouvrent ensuite définitivement la Valle del Bove.

Les éruptions historiques, marquées par l'activité persistante du volcan, n'ajoutent qu'une chape discontinue de coulées de laves peu différenciées.

HV 31

CALDERAS REUNIONNAISES ET EXPERIMENTATIONS.

Jérôme LECOINTRE
Département de Géologie et Minéralogie
5, Rue Kessler - 63038 CLERMONT-FD

La diversité des processus invoqués dans la genèse des différents types de calderas reconnus sur les deux boucliers réunionnais, nous a amené à concevoir un dispositif expérimental de modélisation analogique à trois dimensions de ces structures. L'objet de l'étude porte sur les rapports existant entre le fonctionnement d'une chambre magmatique et la déformation enregistrée par l'édifice volcanique sus-jacent. Les principaux résultats de ce travail confirment:

- l'hypothèse d'un soulèvement initial du volcan par inflation magmatique, pouvant conduire à la formation d'une "pré-caldera" (P.M. VINCENT, 1961) de vastes dimensions (caldera I du Piton des Neiges);
- la succession obligatoire d'une fracturation radiale puis concentrique lors du gonflement de la chambre, permettant le développement d'une "cône-fracture" en profondeur et l'initialisation de la subsidence puis l'affaissement (caldera II du Piton des Neiges);
- le rôle déterminant de la topographie du substratum volcanique et de la pente de l'édifice, dans l'obtention spécifique d'une caldera assymétrique (caldera I ouverte du Piton des Neiges et caldera "en fer-à-cheval" du Piton de la Fournaise).

Cette expérimentation sur modèle réduit souligne l'importance de l'action de la gravité dans les processus de genèse des calderas. Celles-ci résultent donc d'une double dynamique, où les mécanismes passifs (effondrement par déflation du réservoir) et actifs (déstabilisation et distension des matériaux par surpression de la chambre) se complètent mutuellement.

HV32

SEQUENCES DE PYROCLASTITES DIFFERENCIEES SUR LE MASSIF DU PITON DES NEIGES - ILE DE LA REUNION CARACTERISTIQUES ET SIGNIFICATION VOLCANO-STRUCTURALE .

Jérôme LECOINTRE et Pierre-M. VINCENT
Département de Géologie et Minéralogie
5, Rue Kessler - 63038 CLERMONT-FD

L'émission d'ignimbrites vers 0,19 Ma, correspond à la formation d'une caldera elliptique de 15 km de diamètre moyen. L'extension de cette nappe pyroclastique vient d'être reconnue sur le flanc oriental du volcan (plateau de Bébour-Bélouve) et permet une première estimation de son volume: 4 à 5 km3 de produits expansés.

Un second épisode explosif illustre la réactivation de la caldera vers 0,07 Ma. Des coulées cendro-ponceuses de type St-Vincent recouvrent l'ensemble du bouclier. Les matériaux présentent plusieurs caractères expliquant l'indice d'explosivité élevé des magmas émis: chimisme trachytique à benmoréitique, phréato-magmatisme, et comme pour les ignimbrites, mélanges entre termes alcalins plus ou moins évolués.

Enfin, une activité bordière de la caldera se manifeste jusqu'à moins de 20.000 ans BP. Nuées ardentes trachytiques (dome-coulée du Cap des Anglais) et retombées aériennes se succèdent et achèvent le comblement de la zone effondrée. Les éjections ultimes, plus basiques (dalles soudées de Maido-Roche Ecrite; cône strombolien sommital), cloturent l'histoire active du volcan

L'importance exceptionnelle des dynamismes explosifs du Piton des Neiges se traduit donc par l'émission de plusieurs séquences pyroclastiques très différenciées toutes corrélables à la mise en place et au fonctionnement d'au moins une caldera. Le volume de ces produits, jusqu'à présent sous-estimé, et la durée d'inter-activité avec le Piton de la Fournaise depuis 0,38 Ma, incitent à prendre en compte les risques potentiels liés à l'évolution future de la chambre magmatique résiduelle de ce curieux massif intra-océanique.

HV33

ETUDE ET INTERPRETATION DES PARTIES IMMERGEES DU PITON DE LA FOURNAISE .

JF.LENAT*, P.BACHELERY**, J.COUDRAY** et P.VINCENT***

* (IPG Paris, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise)
** (Laboratoire de Géologie, Université de la Réunion)
*** (Département de Géologie, Université de Clermont II)

La partie immergée du flanc est du Piton de la Fournaise a été cartographiée en bathymétrie SEA BEAM. Trois principaux types de structures volcaniques ou tectoniques ont été identifiés :

(I) Les rift-zones volcaniques NE et SE ne se prolongent pas au-delà d'environ 5 km au large. Contrairement aux rift-zones hawaiiennes typiques qui forment des rides étroites (2-4 km) sur des dizaines de km, les rift-zones du Piton de la Fournaise s'élargissent en aval et présentent un front de plus de 10 km à leur extrémité. Ceci peut indiquer que les contraintes gravitationnelles de l'édifice qui gouvernent le trajet des intrusions deviennent plus diffuses en aval des flancs.

(II) Un gigantesque glissement de terrain a affecté le flanc est (décolement de 7 x 24 km). La partie sous marine est la plus importante. Le glissement a été détourné vers le N-NE par la structure construite qui existe à l'est. Les 24 km³ de matériaux glissés forment un épais delta en aval. Un tel glissement est lié au développement d'une instabilité du flanc libre de l'édifice en réponse aux déformations associées à la mise en place des intrusions dans la zone centrale très active.

(III) Un important relief volcanique comportant, jusqu'à 45 km au large, des cônes individuels a été identifié. Cette découverte d'un troisième foyer volcanique à l'est de l'île est d'une grande importance. Mais son âge n'est pas déterminé. Une photo "fond de mer" dans cette zone a montré une coulée qui semble récente.

HV34

LES ERUPTIONS DE TYPE SAINT-HELENS DU COMPLEXE ERUPTIF DE COLIMA .

Ph. MOSSAND. C. ROBIN. G. CAMUS. J.M. CANTAGREL. A. GOURGAUD. P. VINCENT

Université et LA 10. 5 rue Kessler 63000 Clermont-Fd

Les deux centres éruptifs du complexe de Colima comprennent chacun deux grands stades d'évolution : un strato-volcan de base (Nevado ancien et Paleofuego) surmonté d'un cône sommital (Pic du Nevado et V. actif de Fuego). Pour chaque appareil, une éruption de type St Helens constitue la charnière entre les deux périodes d'édification. Les coulées de débris associées à ces événements sont à l'origine des deux calderas d'avalanche de 4 à 5km de diamètre, ouvertes respectivement vers l'Est et le Sud.

- La coulée de débris du Paléofuego affecte une grande partie du volcan antérieur. Elle est très étendue (≈ 450km2 ; jusqu'à 35km vers le Sud). Ses dépôts sont formés d'un assemblage de panneaux de roches broyées et fumerolisées dont l'essentiel provient du coeur du Paléofuego. Sa morphologie est caractéristique : la partie amont présente de nombreux "hummocks" (jusqu'à 250m de hauteur) alors qu'en aval, les reliefs sont plus émoussés. Les dépôts de blast observés sur la coulée - deux niveaux pyroclastiques hétérogènes séparés par des horizons fins de déferlantes, totalisant 6mètres - ont fourni des bois carbonisés dont l'âge est 9630 ±400ans.

La coulée de débris du Nevado, de morphologie différente résulte d'un éboulement dirigé et canalisé par le soubassement vers l'Est, puis dévié vers le SE jusqu'à 20km du sommet. Jusqu'à 6km de l'ouverture de la caldéra, cette formation correspond à l'empilement sur près de 500m de hauteur, de panneaux fracturés et basculés, englobant chacun plusieurs coulées. Les dépôts de la partie aval, plus finement broyés, sont largement remaniés en lahars. Les pyroclastites liées au blast ont été observées dans l'ouverture de la caldera, sur la coulée.

Dans les deux cas, l'activité qui suit les éruptions St Helens est fortement explosive (retombées de cendres et ponces). Ces événements marquent une évolution similaire pour les deux centres éruptifs ; les relations entre les deux séries pliniennes qui les suivent montrent qu'ils se sont produits à des époques rapprochées, en comparaison de l'évolution globale du complexe.

HV35

MISE EN EVIDENCE DE NIVEAUX PYROCLASTIQUES PONCEUX, TEMOINS INEDITS D'EPISODES DU PITON DES NEIGES, DANS DES DEPOTS MARINS RECENTS DE LA PERIPHERIE DE L'ILE DE LA REUNION.

F. PHILIPPOT, A. DESPRAIRIES, P. NATIVEL, J. COUDRAY.

Au cours de la campagne océanologique MD 32 (1982), 10 séquences carottées ont été prélevées sur les flancs des deux volcans de l'île. Celles situées dans les zones W-N-NE sont représentées par un matériel hémipélagique, incluant des échardes de verre de nature épiclastique, où s'intercalent des niveaux de cendres (4) à dominance de ponces vitreuses millimétriques. Ces cendres constituent soit des lamines, soit des niveaux plus épais (30 cm) granoclassés qui attestent d'une mise en place, ou par décantation, ou au contraire par coulée turbiditique. Les datations biostratigraphiques permettent de situer les épisodes explosifs à environ 600 000, 200 000 et 150 000 ans. Notons de plus la présence de ponces flottées décimétriques prélevées en surface de la couverture d'origine et d'âge inconnus.

Toutes ces ponces présentent un chimisme de matériel différencié, qui s'écarte sensiblement de la lignée de différenciation magmatique du Piton des Neiges. Seul l'évènement majeur turbiditique a pu être corrélé chimiquement à son équivalent à terre connu sous le nom de "nuée supérieure de St-Pierre". Cependant, l'étude de certains éléments majeurs et en traces (Rb, Sr, TR, hygromagmaphiles) permet d'attester du lien génétique entre ces différentes ponces, à chimie de verre résiduel. Ces variations chimiques laissent supposer soit des phénomènes de cristallisation tardive dans des réservoirs secondaires, soit un lessivage syngénétique de certains éléments (Na, K).

F. PHILIPPOT, Lab. Géochimie des Roches Sédimentaires, Bât.504. Université de Paris XI. 91405 ORSAY CEDEX.
A. DESPRAIRIES. Idem.
P. NATIVEL. Lab. Pétrologie Volcanologie. Bât.504. 91405 ORSAY CEDEX.
J. COUDRAY. Lab. Géologie. Université de la Réunion. B.P. n° 5. 97490 SAINTE CLOTILDE.

HV36

CONTROLE DE L'AGE DES LAVES HISTORIQUES L'ETNA PAR LE PALEO ET L'ARCHEOMAGNETISME .

J.C. Tanguy, I. Bucur, J.F.C. Thompson

Géomagnétisme, Univ. de Paris 6 et C.N.R.S. 94107 St Maur des Fossés Cedex.

Les techniques modernes de prélèvement et de mesure de l'aimantation rémanente des laves permettent de réduire l'erreur sur la détermination de la direction paléomagnétique à moins de 2° (angle de confiance à 95%). Cependant, la reconstitution de la courbe de variation géomagnétique séculaire est très rapidement limitée, à mesure que l'on remonte plus avant dans le passé, par le manque de précision des données historiques et l'impossibilité d'identifier les cônes ou coulées mentionnés dans les documents. Ainsi, des laves attribuées aux éruptions de 1651 (Scorciavacca), 1595 (Gallo Bianco), 1536 (Pomiciaro NW), 1494 (Mt Frumento Supino), 1408 (Trecastagni), 1381 (N de Catane), 1329 (Mt Ilice, Linera), 1284 (N de Zafferana), ont des directions paléomagnétiques incompatibles avec celles du champ terrestre à ces dates respectives. Ces produits sont généralement plus anciens, comme on peut le déduire des résultats archéomagnétiques disponibles pour l'Europe.

Ce point de vue est confirmé par les recherches archéomagnétiques entreprises en Sicile. Les résultats obtenus sur des briques provenant de 5 constructions normandes ont permis de prolonger la courbe d'inclinaison géomagnétique jusqu'en 1060 de notre ère, montrant que la plupart des laves mentionnées plus haut ont été en fait émises entre 1000 et 1300. L'étude des nombreuses structures archéologiques datant des périodes grecque, romaine, byzantine et normande devraient conduire à une bonne connaissance de la variation géomagnétique en Méditerranée centrale, permettant ainsi le contrôle de l'âge des laves historiques de l'Etna et des volcans d'Italie du Sud.

HV37

SURVEILLANCE DE L'ACTIVITE ACTUELLE DE L'ETNA .

J.C. Tanguy et G. Patanè

Univ. Paris 6, 94107 St Maur des Fossés Cedex, Istituto di Scienze della Terra, Catania.

L'observation détaillée et la relation précise des manifestations éruptives sont indispensables pour interpréter les variations des paramètres géophysiques et géochimiques mesurés sur l'Etna. L'activité actuelle est caractérisée par deux phénomènes essentiels :

1) l'exacerbation de l'activité centrale. De juillet 1977 à mars 1978, le Cratère NE a connu pas moins de 20 éruptions, ne durant que quelques heures ou quelques jours, avec puissantes fontaines de lave et coulées rapides atteignant 5 Km de long. D'autres paroxysmes uniquement explosifs ont eu lieu en avril 1980 au Cratère Central, puis au Cratère SE, où un début d'activité persistante a été interrompu par la reprise de violentes manifestations explosivo-effusives au Cratère NE en septembre 1980, puis février 1981. Les premières coulées persistantes du Cratère SE ont eu lieu à partir de mai 1984, accompagnées de phénomènes explosifs plus ou moins intenses dans les 4 cratères sommitaux.

2) la fréquence des éruptions latérales : en avril-juin 1978 (fracturation du versant SE, de 3000 à 2600 m d'altitude), août 1978 (SE, ENE, 3000-2300 m), novembre 1978 (SE, 3000-1650 m), août 1979 (SE, E, NE, 3000-1600 m), mars 1981 (NNW, 2600-1120 m), mars-août 1983 (S, 2700-2260 m). Les 4 premières de ces éruptions ont été précédées de violentes fontaines de lave au Cratère SE. Toutes ont été accompagnées ou suivies d'explosions phréatiques, surtout à la bouche W du Cratère Central (Bocca Nuova). La coulée du 4 août 1979 sur le flanc oriental est descendue en une demi-journée au village de Fornazzo. Celle du 17 mars 1981 - la plus désastreuse - a coupé en 14 h toutes les communications terrestres au pied N de l'Etna, avec un débit maximal dépassant 300 mètres cubes/sec. Pendant l'éruption du 28 mars au 8 août 1983, les laves émises tranquillement (10 à 20 mètres cubes/sec.), mais à un rythme soutenu, ont lentement enseveli des propriétés et implantations touristiques du versant Sud, entre 2300 et 1100 m d'altitude, totalisant un volume de l'ordre de 70 millions de mètres cubes.

HV38

INTERPRETATION DYNAMIQUE ET STRUCTURALE DES EVENEMENTS DACITIQUES DE LA SOUFRIERE DE SAINTE-LUCIE (Petites Antilles)

Nicole VATIN-PERIGNON, Françoise BLANC, Thierry BAUDIN, Luc CHEVALLIER et René COSTARELLA

Institut Dolomieu, LA 69 CNRS, Rue Maurice Gignoux 38031 - GRENOBLE-Cedex

L'étude diagnostique des éruptions de la Soufrière de Ste-Lucie met en évidence la succession de 2 types de mécanismes éruptifs : 1) les nuées péléennes accompagnant la montée des dômes en écailles par injection continue ou discontinue de magma ; 2)les coulées pyroclastiques cendro-ponceuses précédant la montée de dômes-pistons rigides et visqueux. Le volume total de matériau émis se situe entre 10 et 20 km3 d'éjectas.

L'activité péléenne met en jeu des sources magmatiques ponctuelles : réseau de dykes le long de fractures rectilignes ou courbes ; la succession d'injections dans le conduit central d'alimentation ; un fort degré d'explosivité (pression gazeuse élevée) : nuées de cendres et blocs, nuages déferlants, panaches aériens et une directivité répétitive identique d'émission des éjectas.

Au cours de l'**activité cendro-ponceuse** et de la mise en place des dômes en pistons (1,5 km3 au max. de magma non expansé) se succèdent : 1) la montée en sub-surface d'un magma vésiculé, sursaturé en gaz, 2) la destabilisation de l'ensemble par un processus tectonique régional (coulissage), 3) l'ouverture de fissures - activité explosive répétitive (écroulement de colonnes éruptives) - obstruction des conduits (dômes-pistons), 4) la déformation régionale par glissement et effondrement (300 à 400 m) et 5) des éruptions phréatomagmatiques localisées. L'explosion initiale pulvérisant le substratum (souffle dirigé), le débordement des pyroclastites le long de fissures arquées, la montée de dômes dégazés et la persistance d'une activité géothermale correspondent en profondeur à des phénomènes liés à l'affaissement du toit d'une chambre magmatique plus superficielle.

Dans le **mini-graben** de la Soufrière le volcanisme débutant bien avant l'effondrement exprime l'ouverture temporaire d'un système de fractures profondes d'expansion.

HV39

L'EVOLUTION DES GRAND VOLCANS ANDESITIQUES: A-LE CAS DU NEVADO DE TOLUCA. MEXIQUE .

VINCENT P.M., CANTAGREL J.M., ROBIN C.

Dept Géologie Univ. - CNRS LA 10 - 5 rue Kessler -CLERMONT-FD

Les grands volcans composites andésitiques ont une vie longue et la question se pose de savoir si leur développement correspond à une certaine logique, se traduisant par une succession de stades d'évolution - comme c'est le cas pour les volcans hawaïens.

Sur l'axe volcanique transmexicain, le cas le plus simple est représenté par le Nevado de Toluca, construit en 2 stades très contrastés.

Le 1er stade concerne l'essentiel de la durée du volcan - environ 1 million d'années - et de son volume. Il voit l'édification d'un "appareil primitif" andésitique, par accumulation de coulées massives et surtout autobréchiées, passant vers l'extérieur à des agglomérats et des conglomérats en bancs de faibles pendages.

Le second stade, d'environ 100.000ans, suit une longue période de repos et d'érosion. Il débute par d'importantes coulées pyroclastiques de ponces et cendres dacitiques responsables de l'effondrement de la caldera sommitale. L'activité se poursuit par l'extrusion de cumulo-dômes dacitiques, dans la caldera et accessoirement en dehors, associés à des nuées ardentes péléennes, et parfois précédés de nuées retombantes. Des éruptions ponceuses pliniennes récentes mènent à la formation d'un large cratère taillé dans les cumulo-dômes, dans lequel s'installe le dernier petit dôme dacitique. Les dernières manifestations sont purement phréatiques.

L'éventuelle chambre magmatique du 1er stade est profonde et ne fonctionne pas en système fermé. Le second stade est par contre interprété comme résultant de la vidange progressive d'une chambre superficielle, sans réalimentation profonde significative. Cette chambre n'a pas une grande extension latérale, comme en témoigne l'émission au pied du volcan d'andésites basaltiques sans trace de mélange magmatique.

Le volcan Malinche est construit sur le même modèle. D'autres ont débuté de la même manière, mais leur évolution s'est poursuivie différemment pour diverses raisons.
(cf. partie B : Pico de Orizaba).

HV40

L'EVOLUTION DES GRANDS VOLCANS ANDESITIQUES : B-L'EXEMPLE DU PICO DE ORIZABA(MEXIQUE).

ROBIN C., VINCENT P.M., CANTAGREL J.M.

Dept.Géol.Univ.-CNRS LA10 - 5 rue Kessler -CLERMONT-FD

Ce volcan s'est édifié au cours de 3 périodes distinctes par leur durée et les dynamismes éruptifs. Les deux premiers stades sont comparables à l'évolution du Nevado de Toluca (cf.résumé A). Cependant, contrairement à ce volcan dans lequel le volume des émissions diminue avec le temps jusqu'à épuisement du potentiel éruptif d'une chambre dacitique, une 3ème étape est caractérisée au Pico par la relance de l'activité et la construction d'un cône terminal.

- La première période, d'activité effusive, est longue. Elle a débuté il y a plus d'1Ma. Elle comprend des andésites (56-62% SiO_2) à deux pyroxènes associées à des épanchements mineurs de basaltes et dacites. Un strato-volcan principal et un cône adventif -le Sierra Negra- s'édifient au cours de cette période.

- La seconde phase, plus courte (moins de 100.000ans) débute par la formation d'une caldera. Elle est suivie par la montée de dômes dacitiques sur son pourtour et par la construction d'un cône constitué de coulées massives d'andésites acides à amphibole qui la déborde en partie. Une activité explosive acide (nuées péléennes, retombées pliniennes) se développe à partir des deux centres principaux (Pico et Sierra Negra) et des dômes. Une coulée de rhyolite est associée à cette phase.

- La 3ème période remonte à 13.000ans. L'émission brutale de coulées de cendres et ponces dacitiques renferment des bombes ouvre un large cratère (4km de diamètre) dans lequel s'installe le cône actuel (1500m de hauteur). Pendant 7 à 8000ans, l'activité est dominée par des éruptions pyroclastiques, se produisant tous les 1000 à 1500ans. Ces crises, séparées par des périodes de construction du cône par des laves, se caractérisent par des nuées retombantes de type St Vincent présentant un magma hétérogène. Le composant dacitique est proche des magmas différenciés des stades antérieurs alors que la partie basique est comparable aux cônes récents mis en place au pied du volcan. Ces éruptions sont interprétées comme le résultat de réinjections successives de magma juvénile dans la chambre. Cette évolution n'a pas lieu dans la Sierra Negra, stoppé au stade des éruptions pliniennes (cf.Nevado). Depuis ±5000ans, l'activité du Pico est essentiellement effusive et plinienne.

HV41

FISSION TRACK DATING OF GLASS INCLUSIONS IN VOLCANIC QUARTZ .

D. Vincent (1), R. Clocchiatti (2) et Y. Langevin (3).

(1) Centre des Faibles Radioactivités, 91160 Gif-sur-Yvette.
(2) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(3) Lab. René Bernas, 91406 Orsay.

We have extended fission track dating techniques to volcanic pyroclastic rocks, using quartz bearing Uranium-rich glass inclusions. We use both the glass itself and the surrounding quartz as track detectors, the latter having a much higher resetting temperature. We can thus derive the age of the last low temperature thermal event, as well as that of the most recent deposition of quartz on the walls of the inclusions. This method has been applied to a Sardinian sample and to a Moroccan precambrian sample.

voir aussi: T1, M4, M11, M15, M21

GROUPE MAGMATOLOGIE-VOLCANOLOGIE

D. VELDE

Les travaux entrepris à l'instigation du PIRPSEV ou soutenus par ce programme ont essentiellement porté sur les magmas associés aux manifestations violentes et brutales, c'est-à-dire les magmas calco-alcalins. Le groupe s'est peu intéressé à la genèse de ces magmas, à la nature de leur source, ou aux conditions de la fusion des matériaux solides. Les recherches ont porté principalement sur leur composition, leur évolution entre un réservoir, que l'on peut considérer comme situé à une profondeur de 2 à 6km, et les conditions de leur mise en place à la surface.

L'étude des volcans potentiellement dangereux par le mode explosif de leurs éruptions doit reposer sur une étude historique systématique de leurs produits visant à mettre en évidence les mécanismes de déclenchement des éruptions et à déterminer leur périodicité. C'est au cours de telles études que les mélanges de magmas, c'est-à-dire l'intrusion d'une masse de magma juvénile au sein d'un réservoir magmatique constitué, a commencé d'apparaître comme un événement déterminant. Les membres du groupe ont donc étudié ces mélanges qui se traduisent, sur le terrain et au laboratoire, par la coexistence, visible à toutes les échelles, de fractions appartenant à deux types à composition contrastée, généralement andésitique et dacitique.

Ces mélanges ont été reconnus maintenant dans la plupart des provinces volcaniques actuellement explorées, hors du domaine calco-alcalin, y compris dans le Massif Central français.

Les Antilles ont été une province d'étude imposée par le programme interdisciplinaire. A la Martinique, l'étude magmatologique de la Montagne Pelée a été favorisée par l'existence d'un travail cartographique soigné et précis. Les compositions chimiques des magmas produits n'ont que peu varié au cours des dernières 100 000 années, une composition andésitique étant de règle avec quelques variations imputables à des phénomènes de cristallisation fractionnée. Les mélanges de magmas y sont apparents et jouent un rôle démontré dans les événements éruptifs.

A la Guadeloupe, l'éruption du XVIème siècle de notre ère a produit un dépôt de tephra montrant un mélange de magmas andésitique et dacitique. Il semble que le déclenchement de cette éruption ait pu être directement entraîné par l'intrusion du magma neuf dans le réservoir magmatique. D'autres mélanges magmatiques ont été étudiés au Mexique, où, là encore, une injection de magma juvénile dans un réservoir pourraît être à l'origine du déclenchement des éruptions. La périodicité des éruptions apparaît variable d'une province à l'autre : les cycles mis en évidence au Mexique seraient brefs (de l'ordre du millier d'années) mais, par contre, très longs dans un contexte dynamique différent dans le Massif Central, où des intervalles de l'ordre de la centaine de milliers d'années peuvent être mis en évidence.

Dans les provinces magmatiques récentes l'étude des cumulats constituent le seul accès à l'étude des réservoirs ou chambres magmatiques. Ces cumulats sont abondants à Saint-Vincent, où ils permettent de retracer l'évolution d'une chambre magmatique. Ils représentent en effet les produits d'une cristallisation en profondeur de magmas en cours de refroidissement, et sont amenés à la surface, par éruption ultérieure, les magmas transportant ces enclaves n'étant pas nécessairement apparentés aux magmas à partir

desquels ils ont cristallisé. L'image qu'ils donnent n'est donc pas forcément celle de l'évolution de la chambre magmatique dont l'éruption donne les produits. C'est ce qui a pu être montré pour Saint-Vincent où le magma basaltique dont témoignent les enclaves, bien que distinct du magma qui a transporté ces enclaves à la surface, n'en permet pas moins d'évaluer les conditions de l'évolution en profondeur d'un liquide.

La modélisation des chambres magmatiques, prenant en compte l'évolution des densités au cours du refroidissement et le bilan thermique lié à la cristallisation, et la nature des phénomènes de convexion est une étape formidable mais nécessaire à notre compréhension des phénomènes volcaniques. De tels travaux, extrêmement complexes, ne font que débuter et n'ont guère pris en compte encore l'existence des fluides dissous et les modalités d'exsolution et de concentration de ces fluides. La compréhension des phénomènes volcaniques explosifs passe nécessairement par cette voie. La détermination des constituants (S et Cl) dissous dans des verres inclus à divers moments de la formation des cristaux d'une lave, et leur concentration progressive est une méthode intéressante pour élaborer ou améliorer de futurs modèles, et de telles mesures ont été faites récemment sur certaines laves de l'Etna.

Les recherches poursuivies par le PIRPSEV sur ces thèmes visaient à donner une image complète de l'évolution des magmas à partir de l'entrée des liquides dans les réservoirs. Si l'on tient compte dans l'appréciation des résultats que le choix des sites a été, dans la plupart des cas, dicté par des impératifs autres que l'exemplarité des phénomènes montrés, les résultats obtenus paraissent satisfaisants.

M MAGMATOLOGIE

M1

DOSAGE DES ELEMENTS EN TRACES DE QUELQUES ECHANTILLONS DE LAVE DU PITON DE LA FOURNAISE PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE.

P. Bachelery (Lab de Geologie, Univ. de la Réunion, BP 5, 97490 Sainte Clotilde), JL.Joron, M. Treuil (Lab. "Pierre Süe" -CEN Saclay - 91191 Gif/Yvette et Lab. de Géochimie systématique et comparée et L.A. N°195, Univ. Paris VI, 4, Place Jussieu 75230 PARIS CEDEX 05).

L'analyse (Bachelery 1981) par activation neutronique des éléments en traces de 28 échantillons de lave du Piton de la Fournaise a permis de confirmer :

- l'identité de source mantelique des liquides primaires du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges (Nativel et Coll 1979)
- le faible degré d'évolution selon un processus de cristallisation fractionnée avec, dans un premier temps, fractionnement d'olivine + spinelle (+ clinopyroxène) et, dans un deuxième temps (Th >2.60 ppm), fractionnement de clinopyroxène + plagioclase + olivine (Kornprobst et Coll 1982).

Les différences de teneurs en éléments de transition entre différents types d'éruptions (éruptions latérales hors-Enclos et excentriques Ni $\simeq$ 200 ppm, Co $\simeq$ 55 ppm, Mgo $\simeq$ 9 % ; éruptions sommitales et laves rempart de Bellecombe (ph III) Ni $\simeq$ 90 ppm, Co $\simeq$ 43 ppm, Mgo $\simeq$ 6-7 %) et l'individualisation de deux lignées correspondant au deuxième temps de l'évolution semble indiquer l'existence d'au moins deux niveaux d'évolution dont l'un, superficiel, alimenterait presque exclusivement les éruptions du cône terminal du Piton de la Fournaise.

M2

DOSAGE PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DU S, DU F; ET DU CL DANS LES LIQUIDES SILICATES INTRA– ET INTERCRISTALLINS.

H. Bizouard (1), R. Clocchiatti et N. Metrich (2).

(1) Lab. Pétrographie-Volcanologie, Université Paris XI, 91405 Orsay.
(2) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

Le dosage par microsonde électronique du S, du F et du Cl à partir des verres inclus présents dans les minéraux des produits volcaniques permet d'estimer leurs concentrations dans les liquides magmatiques en profondeur, en évitant les difficultés inhérentes aux méthodes classiques et globales.

Les conditions d'analyse (10KV, 20nA, sonde défocalisée) ont été définies et testées pour ces trois éléments. Les concentrations en F mesurées sur trois verres (600, 1400 et 2200 ppm) recoupent les données obtenues par absorption atomique sur les mêmes échantillons.

L'ensemble des dosages fait sur des verres représentatifs de différents chimismes s'avèrent cohérents entre eux et soulèvent plusieurs questions fondamentales sur l'origine de la phase fluide dissoute dans les liquides magmatiques.

Ainsi les concentrations en soufre, mesurées à partir de verres basaltiques, sont de 1100-1200 ppm pour des échantillons de l'Ardoukoba et du Piton de la Fournaise, et de 2800-3500 ppm pour ceux de l'Etna. Elles chutent dans les liquides résiduels jusqu'à 150-250 ppm pour le premier exemple, 300-400 ppm pour le second.

Les concentrations en fluor les plus importantes caractérisent les liquides les plus différenciés, 3500-3900 ppm pour des pantellerites (Pantelleria) et comendites (Sardaigne). Certains verres inclus présents dans les minéraux contiennent jusqu'à 11500 ppm de F (phonolite du Somma Vesuve), 13400 ppm de F (ongonite d'URSS) et même 16000 ppm de F (syénite de la Réunion).

Les teneurs en chlore varient aussi en fonction du chimisme du magma. De l'ordre de 200 ppm pour les liquides basaltiques inclus de l'Ardoukoba et du Piton de la Fournaise, mais de 2000 à 3000 pour ceux de l'Etna, elles augmentent jusqu'à 4000 ppm dans les verres comenditiques ou phonolitiques (Sardaigne et Somma Vesuve) et 8000 ppm dans les pantellerites et la syénite de Cilaos (Réunion). Cependant, les résultats acquis pour le Cl, à partir des inclusions vitreuses et des liquides résiduels (dégazés) ne montrent pas de différences fondamentales, ce qui pose ce problème du comportement de cet élément.

L'ensemble des résultats confirme le caractère hygromagmaphile de ces trois éléments.

M3

ETUDE PETROLOGIQUE DES LAVES DE L'ERUPTION DE 1983-1984 A L'ILE DE LA REUNION .

P.BOIVIN*, P.BACHELERY**, G.BENHAMOU***, P.DUPONT*, J.KORNPROBST*
* LA10-CNRS Chronologie des terrains cristallins et volcanologie, 5, rue Kessler. 63038 Clermont-Fd cedex
** Université de la Réunion, laboratoire de géologie, BP5. 97490 St Clotilde. La Réunion
*** Centre des Faibles Radioactivités. CEA-CNRS. 91190 Gif s/Yvette

Les laves émises durant l'éruption qui s'est déroulée du 4/12/83 au 18/2/84, sont des basaltes transitionnels contenant environ 10% de phénocristaux (Ol, Cpx, Pl). Leur composition a très peu varié au cours du temps, seules les toutes premières coulées (du 4 au 10/12) étaient légèrement plus différenciées.

Les calculs d'équilibre microlites/liquide donnent 1165°C comme température de trempe pour des projections de fontaine de lave. Ces valeurs coïncident parfaitement avec celles relevées in situ, qui s'échelonnent entre 1150 et 1170°C. Ces calculs impliquent que la fugacité d'oxygène était voisine du tampon QFM, ce qui est en accord avec les mesures de fugacité intrinsèque réalisées sur des laves émises les 29/12 et 24/1. De même, en considérant l'équilibre phénocristaux/liquide on obtient 1185°C (fO_2 > QFM) et 1200°C (fO_2 = NNO) pour le liquidus.

Les laves de 1983-1984 peuvent être issues de celles d'Octobre-Novembre 1977 par cristallisation fractionnée de Ol, Cpx et Pl (cumulat de composition gabbroïque: 3601-15Cpx-48Pl). Les laves émises en 1979 et en 1981 jalonnent cette évolution si l'on admet que la précipitation de l'olivine a été prépondérante entre 1977 et 1979.

Tous ces résultats appuient l'hypothèse d'une stagnation des laves dans une chambre superficielle, depuis 1977.

DE TYPE ST VINCENT DE LA MONTAGNE PELEE (MARTINIQUE) IMPLICATIONS PETROGENETIQUES ET DYNAMIQUES .

BOURDIER J.L.*, COULON C.**, GOURGAUD A.*, TRAINEAU H.***, VINCENT P.M.* et WESTERCAMP D.***
* Université et LA 10, 5 rue Kessler - 63000-Clermont-Fd
** Lab. Pétrologie, Université Aix-Marseille III, 13397 Marseille.
*** IMRG, BRGM, BP 6009, 45060 Orléans.

Un stade intermédiaire d'activité de la Montagne Pelée, daté entre la limite du C^{14} et 20.000ans B.P., est représenté essentiellement par des dépôts de nuées ardentes de type St Vincent. Plusieurs séquences éruptives présentent à la base des produits mixtes, ponces dacitiques et scories andésitiques, avec de nettes hétérogénéités texturales et montrent vers le haut un passage progressif vers des produits intermédiaires de plus en plus homogènes jusqu'à des scories andésibasaltiques voire basaltiques qui constituent là l'essentiel de la séquence. Un processus de mélange magmatique lié à l'intrusion d'un grand volume de magma basique dans un corps magmatique différencié de volume réduit, peut expliquer ces successions. L'étude pétrographique confirme la coéruption de magmas chimiquement contrastés au niveau des produits hétérogènes initiaux et l'existence de transferts mécaniques de cristaux en cours de mélange (figures réactionnelles et zonages inverses). On peut reconstituer la composition minéralogique des termes acide et basique du mélange : andésite acide (>62%SiO_2) à plagioclase An52-64, opx En57-64, augite et hornblende édénitique, et basalte (52%SiO_2) à plagioclase An65-74, augite, opx En 60-69 et olivine Fo80. En outre, une paragenèse subalcaline à pargasite, salite-diopside et anorthite est présente en xénocristaux et cumulats gabbroïques dans les scories basiques. Les andésibasaltes volumineux ($\simeq$ 1km3) du stade St Vincent résulteraient donc d'un premier stade de fractionnement à partir d'un basalte à affinités alcalines, tandis que les andésites acides se différencieraient par fractionnement des andésibasaltes. Les phénomènes de mélange observés suggèrent que les 2 stades de différenciation s'opèrent à 2 niveaux différents. Sur le plan du dynamisme éruptif, le brassage mécanique avec un magma acide, qui favorise l'exsolution des gaz, expliquerait l'explosivité des magmas andési-basaltiques émis pendant ce stade d'activité de la Montagne Pelée.

M5

LA TRANSITION AUGITE–DIOPSIDE ET LES LIQUIDES SILICATES INTRA–CRISTALLINS DANS LES PYROCLASTES DE L'ACTIVITE ACTUELLE DU STOMBOLI: TEMOIGNAGES DE LA REINJECTION ET DU MELANGE MAGMATIQUES .

R. Clocchiatti

Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

Dans le liquide magmatique de nature shoshonitique contenu dans le réservoir du volcan Stromboli (Iles Eoliennes) se séparent au cours de la différenciation des phénocristaux d'augite. La température du liquide estimée par le géothermomètre de Nielsen et Drake (1979) varie entre 1132° et 1123°C ± 20°C, les températures minimales de cristallisation mesurées par thermométrie optique sont de l'ordre de 1110 ± 5°C (Clocchiatti, 1975). L'augite renferme des lamelles orientées de magnétite et des microcristaux de plagioclase (An 66) soulignant les plans de croissance cristalline. L'injection d'un liquide moins différencié entraîne dans le réservoir une augmentation très nette de la température et le mélange des deux liquides. L'élévation de température a pour conséquence la déstabilisation de l'augite qui montre un front interne de corrosion et le dégazage partiel du liquide qui entraîne une baisse de la pression des fluides. Dans les nouvelles conditions le minéral stable est une diopside chromifère, la température du liquide varie entre 1214° et 1193° ± 20°C (Nielsen et Drake, 1979) la température minimale de cristallisation se situe au voisinage de 1130° ± 5°C. Après la résorption partielle de l'augite se séparent des plagioclases (An 77) et de l'olivine (Fo 74).

Le mélange des deux liquides aboutit à un liquide unique dont la composition est très proche de celle de la mésostase.

La comparaison entre la composition chimique des liquides inclus et celles des roches totales (Rosi, 1981) montre que ces dernières sont fortement cumulatives en pyroxène.

M6

QUELQUES DONNEES PRELIMINAIRES SUR LA LAVE DU DOME ACTUEL DU VOLCAN MERAPI (JAVA, INDONESIE) ET SUR SES ENCLAVES .

R. Clocchiatti, J-L. Joron (1), F. Kerinec (2) et M. Treuil (1).

(1) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(2) Lab. Pétrographie-Volcanologie, Université Paris XI, 91405 Orsay.

La lave du Mérapi est une andésite basique riche en K qui traverse à faible profondeur (3 à 4 km) une série carbonatée d'âge miocène. Les enclaves résultent de l'interaction lave-encaissant carbonaté et se caractérisent par :

(a) la cristallisation en phases fondue et pneumatolytique de wollastonite, bustamite, clinopyroxène, plagioclase, sphène, meionite, ouvarovite, chromite et apatite entourés par un verre rhyolitique potassique ;

(b) la libération de CO_2 présent dans les joints intergranulaires et en inclusions fluides intraminérales dans l'enclave. La phase fluide est responsable de la concentration des TR dans les enclaves et de la contamination de la phase gazeuse profonde.

M7

INTERACTION ENTRE LE MAGMA DE L'ETNA ET SON SOUBASSEMENT SEDIMENTAIRE.

R. Clocchiatti, J-L. Joron (1) et M. Treuil (2).

(1) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(2) Lab. de Géochimie Comparée et Systématique, Université P. et M. Curie, 75005 Paris.

Le soubassement de l'Etna (Lentini, 1982) est formé par une unité autochtone carbonatée (Plateau Ibléen, Trias à Quaternaire) surmontée par une série allochtone constituée par plusieurs nappes de flysch (Unités Sicilidi, Mt. Soro, Calabridi, d'âge Carnien à Miocène). La lithologie de chaque nappe comprend des alternances de niveaux détritiques (arènes micacées, conglomérats, etc.), carbonatés et schisteux. Les laves de l'Etna traversent cet ensemble (dont l'épaisseur dépasse la dizaine de kilomètres), elles échantillonnent ainsi une partie de ces sédiments qui va être remontée à la surface sous forme d'enclaves enallogènes ; ces dernières faisant l'objet du présent travail. En raison de la température élevée du magma (≃ 1150°C) les sédiments sont plus ou moins assimilés ou thermométamorphisés. Les transformations peuvent aller jusqu'à la fusion totale et la cristallisation du liquide ainsi créé. En fonction de leur texture et de leur minéralogie, il est possible de distinguer trois grandes familles d'enclaves :

1°. les enclaves siliceuses sont connues depuis longtemps (Lacroix 1980, Starabba 1922, Klerkx 1968, Ferla et al. 1978) et classiquement considérées comme provenant du flysch Numidien. Elles sont formées par un verre de composition rhyolitique à structure vacuolaire ou par des obsidiennes contenant des cristaux de quartz, de plagioclase, des salites, du rutile et du zircon ;

2°. les enclaves schisteuses donnent naissance à des liquides acides peralumineux à structure perlitique contenant des cristaux de cordiérite, sillimanite, hercynite, plagioclase, magnétite et des sulfures de fer et de cuivre ;

3°. les enclaves d'origine carbonatée présentent le plus souvent des textures holocristallines orientées à wollastonite, anorthite et fassaïte. Dans les enclaves, des liquides basaltiques ayant assimilé des carbonates ont été mis en évidence (Clocchiatti et Metrich, 1984).

L'étude géochimique des éléments traces, en cours, concernant les enclaves et les différentes formations sédimentaires du soubassement etnéen, démontre la complexité des interactions entre le magma et son encaissant. Il apparaît notamment que les enclaves acides peuvent provenir de la fusion de matériaux de provenances très variées et qu'ils sont potentiellement à l'origine d'une contamination sélective en éléments alcalins des laves récentes de l'Etna.

M8

EXPERIMENTAL CRYSTAL GROWTH IN GLASS INCLUSIONS : THE POSSIBILITIES AND LIMITS OF THE METHOD .

R. Clocchiatti and D. Massare

Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

Glass inclusions trapped in bytownite phenocrysts (from the Ardoukoba eruption, Djibouti Republic, 7-11-78) are used as an experimental environment to follow the evolution of crystallization and residual liquids in a magma with tholeiitic affinities. The results are compared with those obtained from abyssal tholeiites by Walker et al . (1979). In near equilibrium crystallization conditions, simultaneous crystallization of olivine and pyroxene in the enclosed silicate liquid and plagioclase as overgrowths on the cavity walls is obtained. Oxides only appear at lower temperatures.

The augite is much more abundant (20% in weight of the original trapped melt) and is characterized by a composition that varies from the centre to the edges of the crystals Wo 43.5 - 36.2, En 43.8 - 41.7, Fs 12.7 - 22.1. Composition shows an unsatisfactory correlation with temperature and, at most, an Fs enrichment may be noted with temperature decrease.

The composition of the plagioclase deposited on the cavity walls varies linearly with temperature from An 73.3 at 1186°C to An 56.5 at 1135°C in the case of contemporaneous crystallization of Pl, Cpx, Ol and Ox. If experiments are carried out by undercooling (as much as 150°C) in relation to the ferromagnesians, the composition of the plagioclase changes from An 78.8 at 1160°C to An 52.8 at 1025°C.

In the case of the Pl, Ol, Cpx and + Ox crystallization, the included liquids evolve from tholeiitic basalts in the same way as the lavas studied in the Asal rift. (Demange et al ., 1980).

The advantages and limitations of the method are discussed.

M9

LA CRISTALLISATION DES PYROCLASTES DES ERUPTIONS ETNEENNES DE 1669 (MT. ROSSI) ET 1892 (MT. SILVESTRI) : TEMOIGNAGES DE CONTAMINATION .

R. Clocchiatti et N. Metrich.

Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

Les différentes étapes de la cristallisation des pyroclastes des Monti Rossi et Silvestri ont été reconstituées par l'étude des inclusions vitreuses intraminérales.

L'olivine magnésienne (Fo 82) et le diopside cristallisent à partir d'un liquide basaltique de nature alcaline au cours de l'ascension, sous une forte pression de fluides liée à la quantité importante de gaz dissous (4 à 5 % dont 2800-3500 ppm de S).

L'"ouverture" du système s'accompagne de la démixtion d'environ 50 % de la phase volatile dissoute.

Les oxydes Fe-Ti, les olivines (Fo 74-75) et les salites cristallisent alors, à partir d'un liquide partiellement dégazé (2 à 2,5 % d'éléments volatils, dont 1200 ppm de S), de composition hawaïtique, dans un domaine de température compris entre 1160° et 1140°C.

Le plagioclase (An 82) se sépare tardivement dans un liquide dont la composition se rapproche de celle du liquide résiduel. Ce stade d'évolution qui s'accompagne d'une accumulation de gaz démixé, témoigne de conditions pré-éruptives de subsurface.

Les teneurs anormalement élevées en fluides des basaltes alcalins etnéens comparées à celles de basaltes de même composition (par exemple dans les inclusions des Fo 82 du Piton de la Fournaise, des volatils à 2%, S = 1200 ppm et Cl = 200 à 400 ppm) nous ont conduit à envisager la contribution de l'encaissant sédimentaire.

La présence dans les produits des Silvestri de nombreuses enclaves carbonatées (fassaïte, wollastonite, anorthite), argilo-schisteuses (plagioclase, hercynite sulfures) et gréseuses (quartz, verres rhyolitiques), l'abondance des inclusions fluides (CO_2 , SO_2) dans les minéraux néoformés, les témoignages de phénomènes locaux d'assimilation (verres riches en Ca, Si...) viennent renforcer l'idée du rôle de la contamination (au moins en ce qui concerne les fluides) par l'encaissant sédimentaire, négligée jusqu'ici dans le cas des laves de l'Etna.

UN EXEMPLE DE MELANGE MAGMATIQUE EN MARTINIQUE: PETROLOGIE DES ENCLAVES BASALTIQUES ET DES ROCHES ENCAISSANTES ANDESITIQUES ET DACITIQUES

C. COULON, R. CLOCCHIATTI, R.C. MAURY, D. WESTERCAMP

Les enclaves basiques des laves calco-alcalines constituent un matériel approprié pour l'étude des mécanismes de mélange entre deux magmas de compositions constrastées. En Martinique, certaines andésites et dacites récentes renferment des xénolites basiques qui appartiennent à deux types principaux :

- Le type le plus commun possède une texture hyalodoléritique (type "H") : hornblende + plagioclase + oxyde de Fe-Ti baignent dans une mésostase vitreuse vacuolaire. Les pyroxènes (Cpx + Opx) et l'olivine sont rares à absents.
- Le deuxième type est moins fréquent ; il s'agit de basaltes porphyriques (Pl + Oliv. + Cpx + oxydes de Fe-Ti) à hornblende rare à absente (type "B").

Tous les intermédiaires existent entre ces deux pôles. Malgré leur diversité pétrographique, la composition chimique de ces enclaves est identique et correspond à celle de basaltes calco-alcalins alumineux. La texture des enclaves, la constance des compositions chimiques (roches totales et minéraux), l'absence de corrélations minéralogiques et chimiques primaires avec les roches hôtes, indiquent que ces enclaves sont les témoins de magmas basaltiques mélangés à des magmas acides. L'intrusion d'un magma basaltique chaud dans un magma acide plus "froid" et plus hydraté provoque des modifications drastiques dans l'état physique des deux composants. La diversité texturale et minéralogique des xénolites reflète la vitesse de refroidissement et leur position originelle dans les corps basaltiques, antérieurement à leur fragmentation : bordures figées (type "H") ou portions internes refroidies moins vite (type "B"). Outre l'équilibrage des conditions physiques (T, fO_2, PH_2O) entre les deux composants, le mélange conduit à : - des échanges mécaniques de minéraux (xénocristaux) ; - un transfert de fluides dans les xénolites (développement de hornblende), accompagné d'échanges chimiques.

Les données pétrologiques montrent que quelques jours (au maximum) séparent la rencontre des 2 magmas de l'éruption.

M11

ETUDE DES DEPOTS HYDROVOLCANIQUES DU CYCLE ANCIEN DU STROMBOLI.

Des observations nouvelles sur le "complexe pyroclastique basal" du Stromboli ont permis de mettre en évidence d'importants dépôts hydrovolcaniques regroupés suivant deux ensembles :

-les pyroclastites supérieurs du complexe basal : elles sont constituées par l'association d'hyaloclastites, de dépôts de déferlante basale et de tuf palagonitique et forment un ensemble qui s'est mis en place à l'air libre. Ces pyroclastites présentent de nombreuses analogies avec celles décrites comme caractéristiques du dynamisme "surtseyen". En photo aérienne, ces dépôts semblent s'organiser selon un demi-cône, d'environ 1 km de diamètre et de 200 m de hauteur, recouvert localement par des coulées plus récentes, occupant le NE de l'île. Les observations morphologiques, les variations d'épaisseur des dépôts et les critères de polarité observés dans les niveaux de déferlante, indiquent que le centre probable de ces émissions hydro-volcaniques était situé immédiatement à l'est des cratères actuels.

-les écoulements pyroclastiques ponceux inférieurs : Les travaux récents ont confirmé le rôle important de l'eau dans la formation et la mise en place de tels écoulements. A Stromboli, la présence de ce type de formation sous les pyroclastites surtseyennes témoigne d'un épisode hydro-volcanique plus ancien ("phreato-plinien", probablement). Les observations actuelles ne permettent pas de savoir si un rapport existe entre ces deux événements. On peut cependant penser par analogie avec d'autres systèmes volcaniques comparables (Santorin par exemple) que ces deux événements hydro-volcaniques appartiennent au même cycle.

En conclusion, il apparait que l'édification de la partie ancienne du Stromboli résulte de dynamismes volcaniques très différents de l'activité "strombolienne" actuelle, dynamismes qui ont impliqué une interaction importante entre le magma et l'eau de mer.

(Etude publiée dans C.R. Acad. Sc. Paris, I, 297, 1983, p. 373-378 par J.M. DAUTRIA, M. GIROD et B. LUAIS).

M12

PARTITION COEFFICIENTS OF TRACE ELEMENTS: APPLICATION TO VOLCANIC ROCKS OF ST. VINCENT, WEST INDIES .

J. DOSTAL (1), C. DUPUY (2), J.P. CARRON (3), M. LE GUEN DE KERNEIZON (3) and R.C. MAURY (3)

(1) Dept. of Geology, Saint Mary's University, Halifax, Canada.
(2) Centre Géologique et Géophysique, USTL, 34060 Montpellier Cedex.
(3) Laboratoire de Pétrologie, UBO, 29283 Brest Cedex.

Island arc basaltic rocks (Basalts and basic andesites with $SiO2 < 56.5$ %) from the Soufrière volcano, St Vincent, West Indies (préhistoric lavas and 1902 and 1979 eruptions) underwent extensive fractional crystallization at various levels during the ascent of the magma. Although the precipitation of minerals occuring in coarse-grained cumulate inclusions dominated the derivation of basic andesites from basaltic magma, the distribution of the trace elements is not consistent with a simple fractional crystallization process. The lavas have a partially cumulate character and were probably generated from similar but separate parental magmas. The partition coefficients of transition and large ion lithophile elements are given from clinopyroxene, amphibole, olivine, plagioclase and titanomagnetite in baslatic liquid which crystallized under well-defined P-T conditions. The temperatures obtained from the geothermometers based upon the distribution of the major elements are in good agreement with the data from trace element geothermometers.

M13

ORIGINE DES ROCHES VOLCANIQUES DE STROMBOLI

Publié dans le journal of Volcanology and Geothermal Research (1981) par DUPUY,DOSTAL; GIROD et LIOTARD .

Une étude pétrologique et géochimique a été effectuée en tenant compte de la stratigraphie du volcan. Le cycle ancien est caractérisé par des laves calco-alcalines (basaltes , andésites, dacites) et le cycle récent par des laves shoshonitiques. L'évolution magmatique est caractérisée par un enrichissement dans le temps en K et autres éléments incompatibles. Une telle évolution ne peut s'expliquer ni par un processus de contamination crustale ni par un processus de cristallisation fractionnée ; les calculs montrent également que la fusion partielle (à taux variables) d'une seule et même source ne permet pas de rendre compte des caractères chimiques observés.

L'hypothèse proposée est la fusion partielle d'une source péridotitique progressivement enrichie dans le temps en éléments incompatibles, cet enrichissement pouvant résulter de la déshydratation de la plaque plongeante (publié dans Journal of Volcanology and Geothermal Research (1981) par DUPUY, DOSTAL, GIROD et LIOTARD).

GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS FROM MT.PELEE, MARTINIQUE .

C. DUPUY (1), J. DOSTAL (2) and H. TRAINEAU (3)

(1) Centre Géologique et Géophysique, USTL, 34060 Montpellier Cedex.
(2) Dept. of Geology, Saint Mary's University, Halifax Canada.
(3) Dept. Géothermie, BRGM, 45060 Orléans Cedex.

The Volcanic rocks of Mt. Pelée (Martinique) are predominantly composed of andesites with only subordinate amounts of basic andesites and dacites. All these rocks have geochemical characteristics typical of island arc calc-alkaline rocks. The chemical composition of the erupted material has not changed significantly during more than 100 000 y. This compositional uniformity is consistent with the model of McBirney (1980) which suggests that a magma chamber includes two zones - an upper graded stable part and a lower convecting part with approximately constant composition. Chemical variations within individual eruptions are due to fractional crystallization which was probably accompanied by a process leading to some homogeneization of incompatible elements.

M15

SIGNIFICATION DES VARIATIONS DANS LE TEMPS DE LA COMPOSITION DES LAVES DE STROMBOLI

M. GIROG et B. LUAIS

Dans le but de mieux comprendre l'évolution magmatique du Stromboli, une stratigraphie détaillée du volcan a été établie. A partir du cadre chronologique ainsi défini, l'étude pétrologique et géochimique des laves a conduit aux résultats suivants :

1) Il existe une évolution à long terme ($\geq$ 200.000 ans) qui s'exprime par une augmentation globale dans le temps des éléments hydromagmatophiles. Il n'y a donc pas de hyatus entre la série ancienne (basaltes et andésites calcoalcalins) et la série récente (shoshonitique).

2) A court terme ($\simeq$5000 ans) des variations cycliques peuvent être mises en évidence ; chaque cycle est constitué par une phase contrôlée par la cristallisation fractionnée suivie d'une autre phase contrôlée par le mélange de deux magmas : les variations observées peuvent donc s'expliquer par la réalimentation périodique en magma "neuf" (dont la composition varie dans le temps) d'une chambre magmatique en cours de différenciation. L'étude des phases minérales a permis de confirmer et préciser le mécanisme du mélange (Réf. Thèse de 3e cycle de B. LUAIS à paraître en 1985).

M16

LES PRODUITS DES ERUPTIONS DE 1902 ET 1929 DE LA MONTAGNE PELEE. DONNEES MAGMATOLOGIQUES.ROLE DES INJECTIONS BASIQUES DANS LE DECLENCHEMENT DES ERUPTIONS PELEENNES .

GOURGAUD A. et BOURDIER J.L.

Université et LA 10, 5 rue Kessler - 63000 Clermont-Fd

Les grandes nuées ardentes de la Montagne Pelée se sont mises en place entre mai et octobre 1902, et, à un degré moindre, en novembre et décembre 1929. L'activité s'est ensuite poursuivie par la croissance du dôme alors que son auto-destruction par les nuées perdait de son efficacité. Les produits précoces (nuées) de ces 2 éruptions sont caractérisés par leur hégérogénéité :

- hétérogénéité texturale : elle se traduit par la présence de diverses figures du mélange mécanique de 2 magmas contrastés (inclusions co-magmatiques, blocs rubanés, faciès émulsionnés...).
- hétérogénéité pétrochimique : le magma basique inclu est un basalte (ou une andésite basaltique) à olivine, opx magnésien, augite, labrador basique, amphibole et oxydes. La matrice acide a une composition variable dans le domaine de l'andésite s.s et de la dacite ; elle est à opx plus ferrifère, rare augite, labrador acide et oxydes. Tous les intermédiaires géochimiques sont représentés entre les 2 pôles, basaltique (51% de SiO_2) et dacitique (65% de SiO_2).

Le modèle proposé est celui de l'injection d'un magma basaltique dans une chambre superficielle dacitique, responsable du déclenchement de l'éruption péléenne et de l'évolution conjointe des dynamismes et des compositions magmatiques. Le processus de mélange aboutit à la formation d'un hybride andésitique, représenté en fin de cycle par les dômes terminaux. La rapidité de la destabilisation de la chambre superficielle et du mélange mécanique mettent l'accent sur le déclenchement brutal de ce type d'éruption et sur son caractère immédiatement paroxysmique.

M17

LA FISSURE ERUPTIVE BURGOS–DIAMANT (SUD MARTINIQUE). REINJECTIONS DE RESERVOIRS MAGMATIQUES DIFFERENCIES ET MELANGES DE MAGMAS .

GOURGAUD A. et BOURDIER J.L.

Département de Géologie et LA 10, 5 rue Kessler - 63000 Clermont-Fd

Le système volcanique linéaire Diamant-Burgos a expulsé des produits effusifs, extrusifs et pyroclastiques caractérisés par une gamme de compositions très variée : basaltes, dacites et andésites s.l. Les 3 appareils considérés offrent de bons exemples de laves hétérogènes (enclaves congénères, pyroclastites rubanées...) dont la mise en place est liée à un mode explosif (phréatomagmatisme et nuées St Vincent) ou extrusif (dôme du rocher du Diamant). Les pyroclastites hétérogènes sont éventuellement suivies de produits effusifs ou/et extrusifs sub-homogènes andésitiques (Morne Larcher). Le basalte de Burgos, en fin de cycle conserve quelques reliques des corps dacitiques injectés : xénocristaux de quartz et d'oligoclase destabilisés. Ces données texturales, stratigraphiques, minéralogiques et géochimiques sont interprétées en terme de mélange magmatique, processus responsable de la genèse de ces andésites par hybridation.

Le modèle proposé est celui de réservoirs de différenciation superficiels et séparés, périodiquement injectés par un magma basique d'origine profonde. La nature pétrographique des produits engendrés dépend du stade de différenciation du réservoir, de la composition de l'intrusion et du degré d'évolution du mélange.

M18

UNE PARAGENESE INHABITUELLE A FASSAITE, MELILITE ET RHONITE DANS UN BASALTE ALCALIN CONTAMINE AU CONTACT D'UN RECIF CORALLIEN (SAINT-LEU, ILE DE LA REUNION.)

A. Havette, R. Clocchiatti (1), P. Nativel (2) et L. Montaggioni (3)

(1) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(2) Lab. Pétrographie-Volcanologie, Université Paris XI, 91405 Orsay.

(3) Lab. de Géologie, Université française de l'Océan Indien, B.P.5, 97490 Sainte-Clothilde, Ile de la Réunion, France.

La proportion de calcium assimilé par la lave, la fugacité d'oxygène et le gradient de température conditionnent les paragenèses observées à différentes distances du récif contaminant. A l'intérieur des septes du corail, la cristallisation de mélilite précède celle de la fassaïte et de la rhönite alors qu'à plus grande distance du contact (quelques centimètres) c'est la fassaïte qui cristallise d'abord, remplaçant partiellement ou totalement les pyroxènes du basalte. La rhönite est absente dans cette zone.

Les compositions chimiques des fassaïtes et des rhönites se distinguent de celles données dans la littérature pour les roches terrestres : sous-saturation en silice, teneur élevée en fer pour les rhönites et en titane pour certaines fassaïtes. Cette paragenèse a cristallisé à une température voisine de 1100°C, pression totale des fluides voisine de la pression atmosphérique et fugacité de CO_2 élevée.

M19

PETROLOGIE DU MASSIF DU GUILLIZ (MAROC ORIENTAL)

J. Hernandez - *Laboratoire de Pétrologie Minéralogique, Université P. et M. Curie - 75230 Paris.*

Le volcan du Guilliz, d'âge Miocène supérieur à Quaternaire (8,0 à 2,2 Ma),est formé par des laves à affinités shoshonitiques et des laves alcalines. Les laves shoshonitiques vont des absarokites aux trachytes, avec des laves intermédiaires caractérisées par la présence de biotite. Les laves de la série alcaline sont essentiellement des hawaiites au Miocène supérieur, des basaltes ensuite. Les hawaiites sont rencontrées en enclaves dans les laves shoshonitiques. Des absarokites et des shoshonites à amphibole forment des coulées plus récentes dont la composition est proche de celle des enclaves d'hawaiites.
L'étude minéralogique de ces laves a permis de préciser leur évolution. Les laves shoshonitiques évoluent dans un premier temps par cristallisation fractionnée, les paragenèses mises en jeu sont variées. L'évolution de la composition de certains minéraux (plagioclases, pyroxènes, olivines), les bilans chimiques calculés, permettent de mettre en évidence un mélange de magmas se superposant à la différenciation par cristallisation fractionnée. Au cours du mélange, l'exsolution d'une phase fluide à partir du magma hawaiitique contamine les parties hautes de la chambre magmatique et augmente la teneur en alcalins (notamment en potassium) du magma latitique. Une approche des caractéristiques physiques des magmas en présence (températures, viscosités, densités, volumes relatifs) a été tentée.

MICROSCOPIE ELECTRONIQUE EN TRANSMISSION (MET) DES PRODUITS PYROCLASTIQUES DES ERUPTIONS DU XVIème SIECLE DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE .

J. INGRIN
Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu 75230 Paris Cedex 05.

Les éruptions survenues au XVIème siècle, à la Soufrière de Guadeloupe, appartiennent toutes au même cycle éruptif, et résultent du mélange de deux magmas[1].

L'observation fine en MET, alliée à la microanalyse X, des produits émis lors de ces éruptions, nous a permis de contraindre la stratigraphie et de déterminer la température d'injection du magma dans la chambre[2] :

La présence de microlites d'augite (~0,4 µ), avec des exsolutions de pigeonite dans certains produits et pas dans d'autres suggère un cycle éruptif en deux étapes : d'abord des émissions de ponces et de scories provoquées par l'injection de magma chaud dans la chambre, suivies (après homogénéisation et baisse de la température et/ou P_{H_2O}) par l'émission de nuées ardentes et la surrection d'un dôme. Les "dusty zones" présentes dans les cristaux de plagioclase, sont constituées pour l'essentiel par des reliques de points de fusion se présentant sous forme d'inclusions vitreuses (~0,6 µ), sensiblement de même composition que le cristal hôte. La formation de ces points de fusion isolés nécessite une température élevée, ≃ 1270 °C ; nous attribuons cette température au magma audésitique injecté dans la chambre.

1 Semet et al, J. Volcanol. Geotherm. Res. (sous presse).
2 Ingrin J., & Poirier J.P., soumis à Nature (1984).

M21

VOLCANOLOGIE ET MAGMATOLOGIE DU VOLCAN CALCO-ALCALIN EL- MISTI (SUD PEROU).

H. Jacquemin et J-L. Joron.

Lab. Géochimie Comparée et Systématique, Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05 et
Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

Strato-volcan de la province magmatique plio-quaternaire du Sud Pérou, le Misti présente des associations et des mélanges magmatiques acide/basique.

Les critères de terrain permettent d'y définir trois unités principales :

(1) un ensemble de coulées d'andésites : andésites porphyriques à plagioclase et deux pyroxènes recouvertes d'andésites porphyriques à plagioclase, amphibole et orthopyroxène et enfin de plus rares coulées d'andésites pauvres en phénocristaux de plagioclase. Des produits pyroclastiques à dynamisme aérien (bombes, cendres) et d'écoulement (nuées à blocs) s'intercalent dans ces niveaux. Des blocs épars de rhyolites s'observent sur le flanc sud et le pourtour externe du cratère d'effondrement,

(2) des nuées ardentes de type Saint-Vincent à ponces mixtes dont les parties claires sont porphyriques à plagioclase , orthopyroxène et amphibole, et les parties sombres, cryptocristallines à amphibole abondante et plagioclase,

(3) des coulées sommitales et un dôme intracaldeira d'andésites basiques.

L'étude géochimique (majeurs et traces) effectuée pour chaque unité conclue, pour la première fois, à une évolution générale par cristallisation fractionnée contrôlée principalement par les pyroxènes et les plagioclases depuis les andésites à deux pyroxènes jusqu'aux rhyolites.

Les analyses des éléments en traces situent les faciès clairs des ponces mixtes en fin de cristallisation fractionnée de la première unité, les faciès sombres avec les bombes émises lors des nuées de Saint-Vincent.

Les coulées d'andésites basiques et le dôme intracaldeira constituent une troisième et ultime tendance géochimique enrichie en éléments de transition.

Ainsi trois principaux épisodes sont retenus pour ce volcan composite :

(1) mise en place des coulées et évolution par cristallisation fractionnée jusqu'à un dôme rhyolitique intracaldeira avec des intercalations de coulées pyroclastiques,

(2) injection d'un magma basique à pH_2O élevée provoquant les nuées de Saint-Vincent,

(3) mise en place d'un nouveau magma d'andésite basique enrichi en éléments de transition.

M22

SUR L'EXISTENCE D'UNE COUCHE STAGNANTE A LA BASE DES CHAMBRES MAGMATIQUES CONVECTIVES .

Claude JAUPART, Geneviève BRANDEIS et Claude J. ALLEGRE
Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie
Institut de Physique du Globe,
4, Place Jussieu 75230 Paris 5

L'une des caractéristiques originales des chambres magmatiques est qu'elles sont refroidies par tous les côtés. Nous avons étudié en laboratoire l'évolution et la structure d'une couche liquide qui est refroidie brutalement à la fois par le haut et par le bas. Nous

présentons une série de photographies montrant le développement de la convection et la structure thermique de la chambre (méthodes d'ombroscopie et d'interférométrie différentielle), ainsi que des mesures de température. Ces dernières permettent l'étude quantitative du système convectif.

Nous montrons qu'une couche stagnante d'épaisseur non négligeable se forme au bas de la chambre. Cette couche n'est pas pénétrée par les thermiques convectifs en provenance de la couche limite supérieure instable. Cette couche stagnante est donc isolée du système convectif. Ses caractéristiques essentielles sont (1) qu'elle n'est pas le siège de phénomènes de mélange convectif, et (2) qu'il y a un fort gradient thermique conductif. Ces conditions impliquent une cristallisation lente et instable.

M23

ETUDE GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS EN TRACES ET PETROGENESE DES LAVES DE L'ETNA .

J-L. JORON, M. TREUIL ET B. VILLEMANT.

Lab. Géochimie Comparée et Systématique, Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05 et
Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

L'échantillonnage des principaux types de laves émises par l'Etna et qui a été effectué par J-C. Tanguy, a été repris pour l'étude géochimique des éléments en traces. La première partie de cette étude a été consacrée à l'analyse par activation neutronique des roches totales et à la mise en évidence des principales régularités géochimiques qui sont ensuite analysées comme critère d'identification des principaux processus pétrogenétiques de ces laves. Nous pouvons en dégager les principaux résultats suivants :

- le comportement hygromagmaphile au cours des processus magmatiques est vérifié pour la plupart des éléments de transition internes et les alcalins rares sur la base des variations des abondances et des corrélations de ces éléments;
- le comportement des éléments de transition 3d, mis en évidence par leurs corrélations avec les éléments hygromagmaphiles, présente deux tendances. La première se traduit par une très faible variation de leurs abondances dans le champ d'évolution des tholéiites, basaltes transitionnels et basaltes alcalins. La seconde par une très forte décroissance dans le champ d'évolution allant des basaltes alcalins aux trachytes ;
- par rapport à ces régularités majeures plusieurs caractères géochimiques spécifiques peuvent être précisés. Tel est le cas des alcalins rares, rejoignant en cela le comportement du potassium, qui sont anormalement enrichis dans les laves historiques les plus récentes ;
- ces différentes régularités géochimiques permettent d'identifier les principaux processus pétrogénétiques complexes de ces laves. La source mantélique des magmas est de type chondritique et relativement homogène chimiquement. Elle se distingue d'un manteau océanique par sa minéralogie qui rend compte en particulier des variations du rapport Th/Ta. Des variations des taux de fusion partielle en système fermé rendent compte du passage progressif au cours du temps de magmas primaires tholéiitiques à des magmas primaires alcalins.

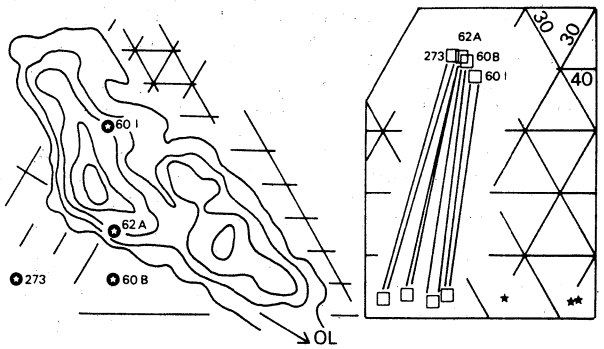
D'une manière épisodique, des phases de différenciation par cristallisation fractionnée conduisent à la mise en place de termes fortement évolués. Ces phases sont interrompues par une reprise de la dynamique du système et la réinjection de magmas primaires.

Enfin les interactions des liquides silicatés avec le substratum sédimentaire sont accompagnées, pour les laves les plus récentes, par des contaminations sélectives globales des magmas en éléments alcalins.

LES ASSEMBLAGES A ORTHOPYROXENE DANS LES GABBROS DU PITON DE LA FOURNAISE , ILE DE LA REUNION.

J. Kornprobst, Université de Clermont II, LA 10 et IOPG
P. Bachélery, Université de La Réunion

Les produits du Piton de la Fournaise sont caractérisés par le fractionnement du spinelle, de l'olivine, du plagioclase et du clinopyroxène. L'existence relativement fréquente d'orthopyroxène a pu être décelée : ce minéral apparaît en phase quasi- myarolitique dans certaines laves évoluées (parfois à pigeonite) et en cristaux tardifs ou secondaires dans des enclaves de gabbros ou de dolérites. Dans ces derniers l'orthopyroxène peut cristalliser dans des cumulats ou dans des compositions très peu différenciées (273; 60 B; 62 A) aussi bien que dans des roches largement évoluées (60 I). Il apparaît en fin de cristallisation orthocumulative : - en équilibre avec un clinopyroxène tardif, ou bien avec un verre interstitiel dacitique (60 I : étoiles noires) ; - par réaction entre l'olivine primaire et ce liquide sursaturé en silice. Les températures cpx-opx (Wells) sont comprises entre 900 et 1000°C et ne montrent pas d'évolution cohérente en fonction des compositions ; celles-ci suggèrent la cristallisation de l'orthopyroxène dans une chambre magmatique superficielle, les basses pressions d'eau favorisant l'association opx + feldspath K plutôt que la cristallisation de biotite.



M25

PETROLOGIE DES LAVES DU MASSIF MADELEINE-SOUFRIERE DE GUADELOUPE.

Christian LEFEVRE, Laboratoire de Pétrologie, SN 5,
Univers. Sciences et Techn. de Lille
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

Les laves du massif volcanique Madeleine-Soufrière sont de nature calco-alcaline et appartiennent à deux groupes : des andésites basaltiques (SiO_2 : 52-56 %) et des andésites (SiO_2 : 56-62 %). Une étude à la microsonde a permis de caractériser les différentes phases minérales : olivines (Fo_{79-65}, exceptionnellement Fo_{84}), orthopyroxènes (Fs_{28-42}), clinopyroxènes (augite habituellement, mais diopside ou salite parfois), plagioclases (An_{94-52}) et titanomagnétites.

Ces laves sont le résultat de mécanismes de cristallisation fractionnée en 2 stades. Le premier s'est effectué à relativement haute pression et haute température au sein d'un magma basaltique ; fractionnent alors les olivines et pyroxènes les plus magnésiens et les plagioclases les plus calciques. Le second niveau à plus basses pression et température correspond aux cristallisations que l'on observe dans les andésites. Il existe à l'échelle microscopique et minéralogique des preuves de l'interaction entre ces deux magmas (brassages, mélanges, injection magmatique). Les deux niveaux de fractionnements peuvent correspondre à deux chambres magmatiques distinctes dans l'espace, ou à un seul et même réservoir zoné, de grande extension verticale . Les données actuelles fournies par la géophysique tendraient à accréditer cette dernière hypothèse.

M26

EVOLUTION MAGMATOLOGIQUE DE LA MONTAGNE PELEE

René MAURY
Laboratoire de Pétrologie, Université de Bretagne Occidentale au nom des auteurs suivants (par ordre alphabétique) :

Christian COULON, Claude DUPUY, Michèle FICHAUT, Alain GOURGAUD, René MAURY, Hervé TRAINEAU et Denis WESTERCAMP.

Un bilan des travaux relatifs à l'évolution magmatique de la Montagne Pelée a été réalisé dans le cadre de la monographie PIRPSEV relative à ce volcan. Les données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques disponibles ont été rassemblées et reclassées de façon à mettre en évidence les caractères communs à l'ensemble du volcan

et les caractères spécifiques de chaque phase d'activité (Pelée ancienne, Pelée intermédiaire, Pelée récente, éruptions historiques).

Pour chaque phase sont comparées les variations minéralogiques et géochimiques décelées dans l'ensemble des matériaux émis (laves massives, pyroclastites homogènes, pyroclastites hétérogènes, cumulats gabbroïques et dioritiques, enclaves basiques congénères) et celles caractérisant les produits d'une seule éruption. Les nombreuses datations ^{14}C disponibles permettent, pour les cycles récents, l'étude des variations chimiques des magmas de la Pelée au cours du temps. L'importance relative des deux processus pétrogénétiques majeurs intervenant à la Montagne Pelée (cristallisation fractionnée et mélanges magmatiques) est discutée ; on montre l'importance des contraintes pétrologiques et géochimiques pour la modélisation des réservoirs magmatiques sous-jacents à ce volcan, ainsi que pour l'évaluation des phénomènes profonds susceptibles de déclencher une éruption.

M27

UN EXEMPLE D'INTERACTION MAGMA–ENCAISSANT CARBONATE: LES ENCLAVES DES PONCES DE L'ILE DE VENTOTENE (ILES PONTINES).

N. Metrich (1) et P. Dhamelincourt (2)

(1) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(2) Lab. de Spectrochimie Infrarouge et Raman, 59655 Villeneuve d'Ascq.

Certaines enclaves associées à l'une des plus anciennes éruptions pliniennes de l'île de Ventotene, se caractérisent par le passage progressif d'une paragenèse minérale métamorphique à diopside et phlogopite sans titane, vers une paragenèse magmatique à clinopyroxène, phlogopite titanifère, olivine, anorthite, pargasite et apatite. L'étude des inclusions fluides, par cryométrie et par spectrométrie Raman, a mis en évidence la coexistence de microcristaux de dolomite et de calcite associés à une phase fluide carbonique dans les clinopyroxènes, de microcristaux de chlorure et d'une phase fluide mixte à CO_2 et H_2O dans les anorthites. Ces données suggèrent la contamination du liquide magmatique par les roches carbonatées encaissantes ainsi que la cristallisation tardive de la phase plagioclasique, contemporaine de la déstabilisation du clinopyroxène en pargasite.

L'ensemble des résultats permet d'interpréter ces enclaves comme les témoins d'une réaction progressive entre le magma et son encaissant. Les pressions de CO_2 calculées (0,95 - 2,5 Kb) à partir des inclusions fluides des clinopyroxènes sont compatibles avec la présence d'un réservoir magmatique superficiel.

M28

ETUDES PETROLOGIQUES DES FORMATIONS VOLCANIQUES DE LA GUADELOUPE.

A partir d'une importante campagne d'échantillonage effectuée sur les ensembles volcaniques de la Guadeloupe, un certain nombre de résultats significatifs ont pu être obtenus.

Du point de vue pétrographique et minéralogique, les roches volcaniques ont été classées dans la série calco-alcaline faiblement potassique à tendance tholéiitique. En outre, un nouveau shéma évolutif a été proposé pour l'édification de la Basse-Terre et suggère des venues successives de 3 masses magmatiques évoluant chacune régulièrement de pôles basiques vers des pôles acides dacitiques rhyolitiques. Il a ainsi été montré que le volcanisme actuel de la région Madeleine-Soufrière correspond au stade intermédiaire andésitique de l'évolution généralement observée.

Le modèle d'édification proposé pour le massif de la Soufrière a été basé sur la mise en place d'une série qui a évolué par cristallisation fractionnée dans des réservoirs magmatiques distincts et superposés ; les premières cristallisations survenant à des profondeurs de 18 à 20 km, les suivantes n'apparaissant que vers 8 à 10 km.

Concernant les dernières éruptions observées à la Soufrière des expériences de lessivage de poussières ont permis de définir une phase hydrothermale importante responsable des propriétés acquises par les eaux aux cours des périodes éruptives et permettant d'expliquer la composition chimique de certaines sources chaudes du pourtour du volcan.

Les recherches ont également concernées l'étude des interactions eaux-gaz-roches, interactions permettant de cerner les mécanismes éruptifs de la région.

L'accent a été mis sur les éruptions de types phréatiques et phréato-magmatiques les plus significatives dans l'arc des Petites Antilles. Les expériences ont permis de définir une phase hydrothermale originale dont les caractères rejoignent ceux des argiles fumeroliennes retrouvées en surface sur et à proximité du dôme de la Soufrière. Les interactions gaz-aquifères souterrains sont apparues de ce fait primordiales.

* Université Antilles Guyane - Laboratoire de Géochimie-Volcanologie B.P. 592 - 97167 - POINTE A PITRE CEDEX

M29

ETUDE DES PRODUITS D'ALTERATION DES VERRES VOLCANIQUES PRESENTS AU SEIN DES SEDIMENTS MARINS PERIPHERIQUES A L'ILE DE LA REUNION : ORIGINE HYDROTHERMALE CONTINENTALE DES SAPONITES ET ZEOLITES .

F. PHILIPPOT, A. DESPRAIRIES.

L'étude des échardes de verre volcanique présent dans les sédiments carottés (campagne MD 32) à la périphérie de l'Ile de la Réunion permet de différencier morphologiquement et chimiquement les verres du Piton de la Fournaise de ceux du Piton des Neiges. Il apparaît que seuls les verres basiques du Piton de la Fournaise sont affectés par une altération les transformant d'abord en palagonite, puis en smectite magnésienne. Au sein de ces granules de saponites, on peut distinguer une phase d'épigenèse du verre et une phase de néoformation intravacuolaire. Parallèlement, à terre, des processus de néoformation, au niveau des 2 volcans, ont donné naissance à des paragenèses zéolite-saponite.

La palagonitisation, correspond chimiquement à une hydratation et un lessivage sélectif de la majorité des cations, et se traduit par l'apparition de débuts de néoformations phylliteuses à 14 A.

La géochimie des éléments majeurs et en traces ainsi que l'étude des isotopes de l'oxygène sur les saponites en granules permet d'envisager un processus d'altération hydrothermale (≅150°C) avec apport massif de Mg. La comparaison entre produits prélevés à terre et en mer étant marquée par une convergence morphologique et chimique, et les paléotempératures estimées étant identiques ces derniers semblent représenter des phases héritées, ce qui s'accorde bien avec le caractère détritique dominant des dépôts. En conséquence, et les saponites et les zéolites (analcime - thomsonite) présentes dans les dépôts marins, doivent être considérées comme des produits terrigènes.

F. PHILIPPOT, A. DESPRAIRIES. Lab. de Géochimie des Roches Sédimentaires. Bât. 504. Université de Paris XI. 91405 ORSAY CEDEX. FRANCE.

M30

LES VARIATIONS DE LA TEMPERATURE, DE LA COMPOSITION DU MAGMA ET L'ESTIMATION DE LA PRESSION PARTIELLE D'EAU PENDANT LA CRISTALLISATION DE L'OLIVINE DANS LES OCEANITES DU PITON DE LA FOURNAISE (REUNION, ERUPTION DE 1966).

A. Sobolev (1), R. Clocchiatti (2) et P. Dhamelincourt (3).

(1) Institut Vernadsky de Géochimie et de Chimie analytique de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., Kossiguin, shose 47a, Moscou, U.R.S.S.
(2) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(3) Lab. Spectrochimie Infrarouge et Raman, 59655 Villeneuve d'Ascq.

L'étude par thermométrie optique des inclusions vitreuses piégées dans les pyroclastes d'olivine du Piton de la Fournaise indique que ces minéraux ont cristallisé dans un domaine de température compris entre 1240 et 1195°C ± 10°C. Cette variation de température s'accompagne dans le liquide d'un changement progressif de la teneur en MgO qui passe de 9 à 7,6% en poids. Un accroissement anormal des températures d'homogénéisation au cours des expériences de longue durée a été attribué à la déstabilisation d'eau présente dans le système basaltique.

L'existence de petites quantités d'eau dans les inclusions fluides carboniques qui coexistent avec les reliquats magmatiques a été prouvée par spectrométrie Raman en chauffant les inclusions au voisinage de 370°C et le rapport $p(H_2O)$ / $p(CO_2)$ a été mesuré.

M31

OBSERVATION MICROSCOPIQUE DES INCLUSIONS MAGMATIQUES INTRAMINERALES SOUS HAUTES TEMPERATURES ET PRESSIONS.

G. Syfosse, R. Couty, J-M. Besson (1), D. Massare et R. Clocchiatti (2).

(1) Département des Hautes Pressions, Université P. et M. Curie, 4 place Jussieu, 75230 Paris.
(2) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

Le but est l'étude des minéraux des roches volcaniques dans des conditions proches des conditions naturelles : à savoir des chambres magmatiques où règnent des températures de 1300 à 1500°K et des pressions de 100 à 500 MPa.

Un dispositif original permettant l'observation microscopique dans ces conditions de température et de pression a été construit avec les spécifications suivantes :
- pression de gaz neutre : 600 MPa,
- température : 1600°K,
- frontale optique : 25 mm.

Cette cellule, en cours d'essai, est destinée à :
- l'étude de l'effet de la pression sur la variation des températures d'homogénéisation des inclusions vitreuses ;
- la détermination des effets de la pression sur les équilibres minéraux / verre.

M32

PETROLOGIE ET MINERALOGIE DES LAVES ACTUELLES DE L'ETNA (1977-1984) .

J.C. Tanguy et R. Clocchiatti

Univ. Paris 6, 94107 St Maur des Fossés Cedex,
Lab. Pierre Süe, 91191 Gif sur Yvette Cedex.

Les produits rejetés par l'Etna de 1977 à 1984 sont des trachybasaltes porphyriques ("etnaïtes") semblables à ceux qui caractérisent la majorité des laves de ce volcan, mais avec une teneur en K plus élevée.

Les coulées de 1983, par exemple, sont formées de 50-55 % de mésostase et par de nombreux phéno et microphénocristaux de plagioclase (25-30%), clinopyroxène (12-15%), olivine (3-5%), titanomagnétite (2%). De l'olivine Fo 83-78 et un peu de diopside-salite cristallisent d'abord, passant rapidement à une olivine Fo 78-68, une salite (Wo 47,5-En 43/37-Fs 10/15), du plagioclase An 83-55, une titanomagnétite Usp 43-33 riche en Al et Mg. Le domaine de température de cristallisation commençante des phénocristaux établi par thermométrie optique est compris entre 1170 et 1140 °C. La cristallisation intratellurique progresse ensuite jusqu'à 1073 °C, qui représente la température d'émission de la lave mesurée sur le terrain. La nature et la quantité de microlites, la composition des stades terminaux de cristallisation des phénocristaux et celle du verre résiduel de la mésostase dépendent du mode de refroidissement de la lave : trempe à l'eau, à l'air, ou refroidissement lent naturel. La quantité de soufre dans les verres inclus et la mésostase varie de 1500 à 400 ppm, celle du chlore de 1700 à 2800 ppm.

La composition chimique est celle d'un trachybasalte sodique (hawaiite basaltique). Le caractère le plus marquant réside dans le comportement anormal du potassium, en particulier dans les laves du début des éruptions de 1978 et 1979. Alors que ces produits sont parmi les plus basiques de la période considérée, leur teneur en K est relativement élevée, ce qui conduit à un rapport K/Na aberrant (augmentant avec la basicité de la roche). En dehors de ces cas extrêmes, on note une augmentation régulière, quoique plus faible, de K/Na dans tous les produits des 12 dernières années.

M33

LES LAVES DU POAS (COSTA RICA)

Jean Tournon, lab. Pétrographie, Univ. Paris VI.

Le Poás se differencie des autres stratovolcans de Costa Rica par plusieurs caractéristiques structurales, volcanologiques et pétrographiques. Ce massif comprend plusieurs appareils alignés NS, direction oblique par rapport à celle de la chaine volcanique (NO-SE). Au pied du massif apparait un ensemble de cônes stromboliens (chimisme alcalin) alignés NS. Le volcan Poás proprement dit (2708m) a été actif pendant la plus grande partie du Quaternaire. Depuis 1953 (activité phréatomagmatique) il a une activité phréatique régulière. Les laves (calco-alcalines, souvent aphyriques) sont de composition variée: 1/ basaltes et andésites riches en K_2O, qui rappelent celles des volcans situés au SE (Irazú), 2/ des andésites basiques et des andésites plus pauvres en K_2O, comparables aux laves des volcans situés au NO de la cordillère volcanique de Costa Rica (cordillère de Guanacaste).

M34

GEOCHIMIE DES ELEMENTS TRACES DES LAVES DE LA CALDEIRA DE QUALIBOU (STE LUCIE PETITES ANTILLES) .

VILLEMANT Benoît.
Laboratoire de Géochimie comparée et systématique
Univ. Paris 6, 4, Pl. Jussieu, 75005, PARIS.

La géochimie des laves de la caldeira de Qualibou met en évidence deux ensembles distincts comprenant les andésites basiques d'une part et les andésites acides et dacites d'autre part. Ils se distinguent clairement par les rapports d'éléments hygromagmaphiles (Th/Hf, Th/Zr, Th/La et Th/U). L'ensemble des andésites de Laborie (Sud de la caldeira) se rattachent au second système. Elles sont plus riches en éléments hygromagmaphiles que les andésites de Qualibou à concentrations égales en éléments de transition.

L'ensemble andésites de Laborie, andésites acides et dacites de Qualibou constitue une série de différenciation par cristallisation fractionnée. Les éléments traces ont été analysés dans les minéraux des différentes laves de cette série. Ces mesures expliquent qualitativement les évolutions observées sur les roches totales. Mais la modèlisation quantitative se heurte à la définition du liquide en "équilibre" avec les minéraux analysés (laves porphyriques, degré de différenciation de la mésostase).

voir aussi: HV19, HV35, Ge21, Ga16

L'ETUDE PHYSICOCHIMIQUE DES SILICATES LIQUIDES EST-ELLE PERTINENTE POUR LA PREVISION DES ERUPTIONS VOLCANIQUES ?

par

Y. BOTTINGA, Univ. Nice, Parc Valrose, 06034 Nice Cedex.

J.-C. MATHIEU, Centre de Thermodynamique et Microcalorimétrie, CNRS, 26, rue du 141e R.I.A., 13003 Marseille.

Le lecteur averti mais non initié ne comprend pas immédiatement le sens d'une telle question. Après tout, l'activité volcanique se manifeste par des laves, de la fumée et du bruit ; il est dès lors évident que l'étude des propriétés des laves liquides contribuera à la compréhension du volcanisme. Comme tout phénomène, il est indispensable d'en analyser les causes profondes avant de pouvoir développer une stratégie scientifique conduisant à la prévision de ses manifestations.

Le lecteur initié sait très bien que les volcanologues n'ont que peu contribué à la connaissance des silicates liquides et vitreux, jusqu'à présent. Les chercheurs des Sciences de la Terre des pays comme le Japon ou l'Italie, où les éruptions volcaniques sont une menace grave pour la population, ont fait très peu de recherches systématiques sur les liquides silicatés. Les traités de volcanologie traduisent l'ampleur, la diversité et la beauté du phénomène naturel à l'aide d'attrayantes photographies en couleur, mais semblent ignorer l'importance des propriétés physicochimiques des laves liquides. L'exemple récent de la réussite partielle du détournement des laves lors de l'éruption de l'Etna en 1983 a pourtant montré qu'une bonne connaissance de la rhéologie de ces liquides avec la température aurait contribué à un total succès.

Le manque d'intérêt pour la recherche sur les silicates liquides est probablement lié aux points suivants :

- La recherche fondamentale sur les liquides n'est devenue pratique que, depuis ces 15 dernières années, grâce à la disponibilité des grands ordinateurs et d'un équipement analytique très sophistiqué (avant 1970, l'analyse chimique des silicates amorphes était lente et délicate).

- l'expérimentation sur les silicates liquides pose les problèmes des substances corrosives étudiées à très hautes températures.

Mais tout de même, entre 1920 et 1940, des chercheurs pionniers comme BOWEN, KRACEK et GRIEG ont travaillé sur la cristallisation des solutions de liquides silicatés. Il faut également mentionner les travaux, extrêmement importants pour la volcanologie, de GORANSON et, plus tard, ceux de BURNHAM sur la détermination systématique de la solubilité de l'eau dans les liquides silicatés. Depuis ces dix dernières années, les chercheurs des Sciences de la Terre, grâce aux méthodes modernes, ont retrouvé un intérêt pour l'étude des silicates liquides, les raisons citées auparavant n'étant plus insurmontables. Des développements nouveaux ont eu lieu en dynamique des fluides, par exemple, la possibilité d'avoir une "double diffusion" dans un système magmatique. L'effet Soret et la dissolution liquide-liquide sont maintenant reconnus comme des processus de différenciation magmatique potentiels. Pour ces raisons, plusieurs laboratoires ont commencé des recherches intensives sur les propriétés des silicates liquides. Malheureusement, la plupart des volcanologues français restent sceptiques quant à l'utilité pour leur discipline, de ces développements nouveaux.

Dans les paragraphes suivants, nous décrirons, d'une façon brève et schématique, les aspects essentiels du volcanisme afin de dégager le rôle crucial des silicates liquides.

A la surface de la terre, on observe les mouvements des plaques, la création de nouvelles croûtes au niveau des dorsales et la disparition de la lithosphère dans les zones de subduction. Ces mouvements sont causés par la convection ayant lieu à l'intérieur de la terre. Ils sont induits par l'énergie libérée lors de la désintégration des isotopes radioactifs dans le manteau. Localement, ces courants peuvent provoquer la fusion partielle, parcequ'ils apportent à faible profondeur des matériaux chauds venant des zones profondes. Il est aussi possible qu'ils transportent des matériaux volatils de la surface vers l'intérieur en déprimant la température solidus, ce qui entraîne une fusion partielle. L'existence de ces mouvements convectifs associés à l'activité volcanique majeure, comme à Hawaii, en Islande et dans la région des Afar, a été mise en évidence par NATAF et al. (1984) ainsi que par WOODHOUSE et DZIEWONSKI (1984).

La fusion dans le manteau est toujours partielle car l'intervalle de fusion du matériau mantellique est très grand (plus de 600°C). Il y a quatre phases cristallines majeures dans le manteau : chacune d'elle est une solution solide silicatée de deux ou plusieurs constituants. Ces phases cristallines peuvent réagir entre elles pour produire des liquides eutectiques ou pour former d'autres substances cristallines à la suite des changements de pression et de température dus aux mouvements convectifs. Nous appelons le liquide produit par la fusion partielle dans le manteau : protolava. Sous l'influence de la poussée d'Archimède, le protolava va migrer vers la surface de la terre.

La solubilité des substances volatiles comme H_2O, CO_2, CH_4, H_2S, SO_2, N_2,... dans le protolava est plus importante que dans les phases cristallines mantelliques. Normalement la concentration mantellique de ces gaz est très réduite mais, pour des raisons mal connues, elle peut varier apparemment d'une façon considérable. Cela est surtout vrai pour le CO_2 qui peut être présent dans le manteau sous forme de carbonate. Pendant son ascension, le protolava réagit avec les roches qui l'entourent, à la suite de quoi sa composition va changer ; cela peut être très important quand la protolava traverse la croûte terrestre car celle-ci a une composition totalement différente du manteau sous-jacent et est fréquemment enrichie en matières volatiles. Les géologues russes ont observé la présence d'eau dans le socle cristallin à des profondeurs supérieures à 10km lors d'un forage dans la presqu'île de Kola (U.R.S.S.), KOZLOVSKY (1982). Il est possible que l'ascension du protolava soit interrompue lorsque le liquide a acquis un état d'équilibre hydrodynamique ou parce qu'il s'est solidifié.

Lorsque le protolava a pénétré la croûte terrestre, il est appelé magma. Généralement, le magma est composé de liquide silicaté, de gaz dissous, de pièces rocheuses mantelliques ou croûtaires et souvent de phénocristaux. Quand ce magma rentre en contact avec l'eau, les deux substances peuvent réagir explosivement si l'eau est instantanément transformée en vapeur à faible profondeur, ou, si cette eau est déjà sous forme de vapeur, elle se dissoudra dans le magma. Une autre possibilité est que le magma se refroidisse et se solidifie au contact d'une grande quantité d'eau liquide. Dans le cas d'une réaction explosive, il y aura formation d'un "maar". La solubilité du magma pour H_2O et CO_2 dépend fortement de la pression et il est bien possible que, pendant sa montée, le magma devienne sursaturé et commence à se dégazer. Au cas où les gaz s'échappent librement, l'éruption sera relati-

vement peu explosive mais, dans le cas contraire, la pression augmentera jusqu'à rupture des roches du toit en donnant naissance à une éruption explosive spectaculaire. Il faut se rendre compte que les éruptions peu explosives peuvent avoir des conséquences dévastatrices, par exemple l'éruption fissurale de Laki, en Islande, en 1783, qui a provoqué indirectement la mort par la famine de 20% de la population à cause de l'échappement d'une quantité énorme de gaz nocifs sulfureux, comme le décrit THORARINSSON [1970].

Les phénomènes que nous avons décrits sont énormes ; il est estimé que $2.5.10^9$g de silicates liquides venant du manteau sont incorporés dans la croûte par seconde. Le taux d'éruption des laves, à partir des sources émergentes, est de 10^8g/sec selon les données compilées par CRISP [1984].

Dans un programme de prévision et de surveillance des activités volcaniques, la question la plus importante est : l'ascension du magma conduira-t-elle à un événement dangereux ou à une attraction touristique ? La réponse n'est pas simple car le résultat dépend en grande partie de plusieurs processus en compétition qui se déroulent à des vitesses différentes. Les variables importantes sont : la vitesse d'ascension du magma, le flux de l'eau souterraine en contact avec celui-ci et le gradient de la température. Quand le magma se refroidit, la viscosité augmente très rapidement ; un abaissement de température de 50°C va augmenter par un facteur 2 la viscosité du magma sans cristaux ni bulles de gaz. Si, avec la diminution de température, il y a formation de cristaux et de bulles, l'augmentation de la viscosité sera beaucoup plus forte. Si pendant l'ascension du magma il y a dégazage, la pression dans les bulles peut conduire à l'éclatement de la matrice liquide. La probabilité de cet événement dépend des coefficients de diffusion des gaz dissous, de la vitesse d'ascension du magma et de la rapidité avec laquelle les bulles traversent le magma.

Evidemment, la température et la viscosité sont des variables très importantes. Pour la modélisation des processus volcaniques, nous avons besoin de renseignements détaillés concernant l'édifice volcanique, le système de canalisations par lequel le magma monte. La localisation des sources des substances volatiles sous-volcaniques, c'est-à-dire la présence des aquifères profonds ou des gisements de carbonates. Mais, outre ces renseignements particuliers à chaque volcan, nous voudrions savoir, en général, comment la solubilité, les coefficients de diffusion, la densité et la viscosité du magma varient avec la pression et la composition chimique. A température constante, la viscosité d'une lave anhydre, sans bulles ni cristaux, peut changer dans la proportion 10^4 à la suite d'une variation de la composition. La variable "composition" ne peut dont être ignorée en modélisant les processus de transfert dans le magma.

Des renseignements précis sur l'état du volcan peuvent être obtenus par une analyse détaillée de la lave rejetée. Souvent, cette lave contient des cristaux formés avant l'éruption au contact des liquides dont ils sont issus. La détermination de l'âge de croissance de ces cristaux est très importante afin de reconstruire l'évolution dans le temps des composition, température, pression et pressions partielles des espèces volatiles au sein du volcan. Cette information est indispensable pour comprendre quantitativement les processus dynamiques qui ont conduit à l'éruption ; ce type d'investigation n'est possible que si l'on connaît les propriétés thermodynamiques de la lave en fonction des pression, température et composition.

Souvent l'activité volcanique provoque du bruit qui est enregistré sur les appareils sismologiques et permet de localiser le magma. Mais il y

a aussi le signal acoustique connu sous la dénomination "Harmonic tremor", qui est typiquement associé à l'activité d'un volcan et qui peut fournir des renseignements complémentaires jusqu'alors non exploités. Apparemment, ce signal est généré par des ondes stationnaires dans une colonne remplie de liquide en mouvement (STEINBERG et STEINBERG, 1975 ; KIEFFER, 1984). La fréquence de ce signal est donné par : $f = v/4L$ (L=longueur de la colonne, v=vitesse du son dans le liquide). On peut le calculer par l'équation suivante (St LAWRENCE et QUAMAR, 1979) :

$$v = (K/\rho)^{1/2} \left[1 + (2K/E)(1 + \sigma)\right]^{1/2}$$

K et ρ sont le module et la densité du liquide dans la colonne, E et σ correspondent au module élastique et au coefficient de Poisson du matériau des parois de la colonne. Le point important est que la fréquence observée donne une information sur le fluide car f dépend des K et ρ qui sont à leur tour très influencés par la présence des gaz dissous ou en bulles dans le liquide. En outre, les caractéristiques d'affaiblissement de ce signal peuvent aussi fournir des renseignements sur le flux du liquide dans la colonne. KIEFFER (1984) a bien démontré l'utilité d'analyser l'"Harmonic tremor" dans le cas de l'activité des geysers.

Dans ce compte-rendu condensé, nous avons mis en évidence le besoin de connaissance des propriétés des silicates liquides pour l'interprétation de données pétrologiques et des signaux sismiques. Les autres techniques de surveillance volcanique comme les méthodes électromagnétiques et gravimétriques ou l'inclinométrie, demandent une connaissance approfondie des propriétés des liquides silicatés (conductivité électrique, densité et solubilité des gaz), ainsi que l'évolution de ces propriétés avec la température, la pression et la composition.

Naturellement, la volcanologie n'est pas le souci majeur des chimistes et physiciens qui font de la recherche sur les silicates liquides ou vitreux ! Ces chercheurs restent cependant très ouverts aux études portant sur des matériaux naturels et, à plus forte raison, sur ceux qui sont en interactions continues avec leur environnement. Le but de cette contribution n'est autre que de brosser les grandes lignes du besoin en propriétés physicochimiques permettant d'analyser rigoureusement les processus volcaniques. Pour cette raison, la direction du PIRPSEV a, dès le début du programme, insisté sur la nécessaire pluridisciplinarité de son objectif.

J.A. CRISP (1984) - Rates of magma emplacement and volcanic output. J. Volc. Geotherm. Res., 20, 177-211.

S.W. KIEFFER (1984) - Seismicity at Old Faithful Geyser : an isolated source of geothermal noise and possible analogie of volcanic seismicity. J. Volc. Geotherm. Res., 22, 59-95.

Y.A. KOZLOVSKY (1982) - Kola super-deep : interim results and prospects. Episodes vol. 1982, n°4, 9-11.

W. St LAWRENCE and A. QUAMAR (1979) - Hydraulic transcent, a seismic source in volcanoes and glaciers. Science, 203, 654.

H.C. NATAF, I. NAKANISKI, Don L. ANDERSON (1984) - Anisotropy and shear-velocity heterogeneities in the upper mantle. Geophys. Res. Letters, 11, n°2, 109-12.

G.S. STEINBERG, A.S. STEINBERG (1975) - On possible causes of volcanic tremor. J. Geophys. Res., 80, 1600-4.

S. THORARINSSON (1970) - The Lakagiger eruption of 1783. Bull. Volc., ser.2, vol.33, 910-27.

J.H. WOODHOUSE, A.M. DZIEWONSKI (1984) - Mapping the upper mantle, three dimensional modeling of earth. Structure by inversion of seismic wave forms. J. Geophys. Res., 89, 5953-86.

SL SILICATES LIQUIDES

SL1

DETERMINATION DE L'ACTIVITE DE Na_2O DANS LE SYSTEME ALBITE–ORTHOSE VITREUX PAR MESURE DE FORCE ELECTROMOTRICE DE PILE A ELECTROLYTE SOLIDE.

Patrick ARQUETOUX*, Jean AMOSSE, Jacques FOULETIER***

* Laboratoire d'Energétique Electrochimique, LA 265, ENSEEG-INPG, BP 75, 38402 SAINT MARTIN D'HERES
** Géologie Alpine, Volcanologie, Pétrologie, LA 265, Institut Dolomieu, Rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE.

La technique utilisée est la mesure de la force électromotrice d'une chaîne électrochimique mettant en oeuvre un électrolyte solide. Les espèces cationiques en cause étant le sodium et le potassium, l'électrolyte solide le plus approprié pour cette mesure fait appel à un conducteur de ces ions : l'alumine-β, conducteur spécifique de l'ion sodium, a été utilisé.

La cellule électrochimique peut être schématisée selon :

$$O_2(air),Pt/Al_2O_3\text{-}\alpha,Al_2O_3\text{-}\beta/Al_2O_3\text{-}\beta/\text{ss A-O}/Pt,O_2(air)\ (I)$$

Dans cette cellule la mesure de l'activité de Na_2O dans le verre d'albite-orthose (ss A-O) est effectuée par rapport à l'activité de Na_2O en équilibre avec le mélange Al_2O_3-α,Al_2O_3-β.

On montre, en effet, que la force électromotrice de la chaîne (I) obéit à la relation :

$$E = \frac{RT}{2F} \ln[a_{[Na_2O]}^{(ss\ A\text{-}O)}/a_{[Na_2O]}^{(Al_2O_3\text{-}\alpha,Al_2O_3\text{-}\beta)}]$$

La chaîne électrochimique est réalisée par copressage à la presse hydraulique des trois composants de la cellule préalablement en poudre. Le contact électrique est assuré par des grilles de platine.

Le domaine de température d'étude est compris entre 300 et 700°C. Au delà de cette dernière température, on observe un phénomène de corrosion se traduisant par une réaction chimique entre l'alumine-β et le composé silicaté.

Des échantillons de différentes compositions, comprises entre $x_{NaAlSi_7O_8}$ = 0,025 et 0,975 ont été testés.

SL2

EXAMEN EN MICROSCOPIE ELECTRONIQUE DE VERRES RECUITS DE COMPOSITION Na_2O–$2SiO_2$.

A. Baronnet et M. Amouric, CRMC2, Marseille.

Des échantillons de verres de composition Na_2O-$2SiO_2$ recuits à des températures de 660°C(25mn), 650°C (7mn), 645°C (2,3 et 4 mn) ont été examinés en microscopie électronique par transmission afin de préciser plus finement la valeur du temps de latence minimum de germination du silicate de sodium Na_2O-$2SiO_2$. Celui-ci est voisin de 15 à 20 min, en accord apparent avec les extrapolations de Klein et al (1977). Néanmoins en face du nez de la courbe Température-Tranformation-Temps, un changement significatif d'état structural du verre (état pré-germinatoire) est détecté à partir de l'analyse des clichés de microdiffraction et touche la première sphère de coordination cationique autour de Si.Ceci se traduit par une plus grande réactivité d'hydratation du verre lorsqu'on s'approche de la courbe TTT.

Les études concernant la distribution des microgermes du disilicate $Na_2Si_2O_5$ et de la nature de l'interface cristal-verre sont en cours sur des échantillons recuits dans des conditions correspondant à des taux de cristallisation nominaux compris entre 10^{-4} et 10^{-1}. On espère savoir, par observation de la micromorphologie interfaciale en MET haute résolution, si la cristallisation congruente du disilicate est contrôlée par diffusion de surface ou volumique (Baronnet, 1984).

Baronnet, A. (1984), Fortschr. Mineral. 62 (sous presse)
Klein, L.C. ; Handwerker, C.A. et Uhlmann, D.R. (1977), J. Crystal Growth 42, 47-51.

SL3

ETUDE DU DIAGRAMME DE PHASE Na_2O–SiO_2

P.BOIVIN, P.ANDRIEUX, J.C.BERTHELAY, Y.BLANC, J.KORNPROBST, M.VESCHAMBRE, D.VIELZEUF
LA10-CNRS et Département de Géologie, 5, rue Kessler. 63038 Clemont-Fd cedex

Le but de ce travail est d'obtenir des données sur le diagramme de phase du système Na_2O-SiO_2, près des liquidus et sous hautes pressions. Avant de réaliser les expériences sous pression, il était indispensable de revoir les résultats obtenus à 1 bar (Kracek 1929, 1930; Williamson et Glasser 1965) afin de mettre au point un protocole méthodologique et obtenir des bases de comparaison.

De nombreuses difficultés ont surgi successivement, liées à la nature particulière de ce système: homogénisation difficile des verres, perte de soude au cours des cuissons, hygroscopicité prononcée de certaines compositions, analyse extrêmement délicate des verres avec la microsonde électronique. Tous ces problèmes ont été résolus, sauf le dernier. Ceci explique qu'il ne nous est pas encore possible de fournir des données quantitatives sérieuses.

Néanmoins, nos résultats provisoires montrent des discordances significatives avec les travaux de Kracek pour la partie du diagramme comprise entre le métasilicate de Na et le disilicate; ces écarts s'expliquent aisément si l'on suppose que nos charges ont perdu moins de soude que celles de Kracek, ce qui conduirait à translater légèrement vers le pôle SiO2 le diagramme dessiné par cet auteur.

Pour la partie du diagramme comprise entre le disilicate de Na et la silice, nos résultats semblent comparables à ceux de Williamson et Glasser, en particulier le composé $Na_6Si_8O_{19}$ a été retrouvé; les écarts de température relevés demandent toutefois à être confirmés.

SL4

DETERMINATION DES PROPRIETES THERMODYNAMIQUES DE MELANGE DANS LES SILICATES FONDUS PAR EFFUSION DE KNUDSEN COUPLEE A LA SPECTROMETRIE DE MASSE : SYSTEMES(Na_2O–K_2O) Al_2O_3, 6 SiO_2; (Na_2O–K_2O) SiO_2; (Na_2O–K_2O) 2 SiO_2;

par C. BERGMAN, R. CHASTEL et J.-C. MATHIEU

Centre de Thermodynamique et de Microcalorimétrie du CNRS, 26, rue du 141e R.I.A., 13003 Marseille

La méthode d'effusion de Knudsen associée à la spectrométrie de masse a permis l'étude thermodynamique de mélanges le long des pseudobinaires albite-orthose, métasilicates et disilicates de sodium et potassium de 1200 à 1800 K. La mesure du rapport des courants ioniques du sodium et du potassium représentatifs de l'équilibre de dissociation dans la cellule de Knudsen conduit aux enthalpies libres de formation des composants du mélange. Les enthalpies de formation de ces mélanges à 1300 K sont déduites de l'évolution en fonction de la température de ces grandeurs. Les résultats obtenus sont comparés à ceux de la littérature lorsqu'ils existent.

En général, le comportement de ces mélanges est proche de l'idéalité.

SL5

DERTERMINATION PAR CALORIMETRIE DE DISSOLUTION A HAUTE TEMPERATURE D'ENTHALPIES DE FORMATION DANS LES MELANGES SILICATES VITREUX ET LIQUIDES: SYSTEMES (Na_2O–K_2O) Al_2O_3, 6 SiO_2 et Na_2O, K_2O, SiO_2.

par

C. BROUSSE, R. CASTANET, J.-C. MATHIEU, J. ROGEZ

Centre de Thermodynamique et Microcalorimétrie du CNRS
26, rue du 141e R.I.A., 13003 Marseille

L'enthalpie de formation des mélanges vitreux $(Na_2O-K_2O)\ Al_2O_3$, 6 SiO_2 par référence à l'albite et à l'orthose pures dans le même état ainsi que l'enthalpie de formation des mélanges pseudobinaires $(Na_2O-K_2O)_y\ SiO_{2\ (1-y)}$ liquides référée aux silicates simples liquides de sodium et de potassium ont été mesurées par calorimétrie de dissolution en bain de métaborate de plomb à 970 K.

Dans ces systèmes, l'enthalpie de formation présente toujours une déviation faiblement négative par rapport au mélange idéal ; au minimum -4 kJ mol^{-1} correspondant à x Al_2O_3 + y SiO_2 = 0,88. Dans le ternaire $Na_2O-K_2O-SiO_2$, l'enthalpie de formation augmente lorsque la fraction molaire en silice diminue.

SL6

INFLUENCE DE LA CONCENTRATION SUR LE PARTAGE DE ^{36}Cl, A 900°C, 3000 BAR, ENTRE LIQUIDES FELDSPATHIQUES ET SOLUTIONS AQUEUSES DE CHLORURES ALCALINS.

par F. DELBOVE* et E. LEBEDEV**
* CRSCM, GIS BRGM-CNRS, ORLEANS-La Source
** INSTITUT VERNADSKIY, MOSCOU

Cette influence a été testée sur 3 types de charges expérimentales : Albite-solution de NaCl, Albite-solution de KCl, Granite-solution de NaCl, en utilisant une méthode de traceur avec ^{36}Cl, émetteur β.

Dans le domaine des molalités étudiées qui allait de 0,1 à 5 M, la fixation de Cl mesurée dans les verres formés est faible, tandis que celle de H_2O reste sensiblement constante (autour de 10 % en poids). Eu égard aux proportions de solution et de silicate utilisées dans les charges (150 µl pour 70 mg), on peut donc pratiquement confondre la molalité réelle avec celle de départ.

Deux types de phénomènes ont été principalement mis en évidence :
— La fixation de Cl est comparativement plus importante (coefficient de partage plus élevé) aux faibles molalités (jusqu'à 0,5 M) qu'à des concentrations plus élevées. L'évolution des teneurs en Cl peut être représentée par 2 droites de pentes successives k_I et k_{II}, caractéristiques de chaque type de charge, avec $k_I > k_{II}$.
— Par rapport au système médian Albite-NaCl, l'introduction de K se traduit par une diminution de la fixation de Cl (d'un facteur 2 pour une molalité de 5 M), celle de SiO_2 + Ca (granite) par une augmentation (d'un facteur 1,33 pour la même molalité.

SL7

ETUDE EXPERIMENTALE DU PARTAGE DES IONS ALCALINS 1^+, ALCALINO-TERREUX 2^+ ET TERBIUM 3^+ EN TRACES ENTRE LIQUIDES FELDSPATHIQUES ET SOLUTIONS SALINES HYDROTHERMALES.

par F. DELBOVE* et M. ROBERT*
* CRSCM, GIS BRGM-CNRS, ORLEANS-La Source

Des expériences de partage ont été réalisées en présence de solutions 1,5 N à : 900°-1500 bar, 950°-4000 bar et 1350°-4000 bar respectivement pour les systèmes de constituants majeurs : Albite-sol. de NaCl, Sanidine-sol. de KCl et Anorthite-sol. de $CaCl_2$, dans le but de déterminer les coefficients de distribution

$K_d = \frac{(Tr/Maj)Liq}{(Tr/Maj)Sol}$, où Tr et Maj sont exprimés en nombre d'atomes des éléments concernés.

— Lorsque Tr et Maj sont de charges identiques (cas des alc. avec Ab et San, des A.T. avec An), K_d est légèrement inférieur ou égal à 1, avec une influence minime des rayons ioniques.

— Lorsque Tr a une charge plus élevée que Maj (cas des A.T. et de Tb avec Ab et San), K_d est supérieur à 1 d'un ou plusieurs ordres de grandeur, selon la charge 2^+ ou 3^+. L'influence des rayons ioniques est toujours minime, mais la sanidine donne lieu à des K_d systématiquement plus élevés que l'albite (d'un facteur 5 environ).

— Lorsque Tr a une charge moins élevée que Maj (cas des alc. avec An), K_d est très inférieur à 1 avec cette fois une influence sensible des rayons ioniques.

L'ajout de SiO_2 dans le liquide feldspathique ne modifie que faiblement les résultats présédents. La molarité de la solution est sans influence dans le cas où Tr et Maj sont de charges identiques. On observe par contre une chute importante de K_d à molarité croissante lorsque Tr a une charge plus élevée que Maj.

SL8

MESURE DE LA VITESSE DU SON A HAUTE TEMPERATURE ET HAUTE PRESSION.

J.P. PETITET, L. DENIELOU

L.I.M.H.P. - C.N.R.S. Université Paris-Nord
Av. J.B. Clément 93430 Villetaneuse

Une méthode de mesure de la vitesse du son sous pression à haute température en phase liquide est décrite. Les possibilités du montage expérimental permettent d'atteindre 2000 bar à 1200°C. L'ensemble est un autoclave de grande dimension équipé d'un chauffage interne. La mesure de la vitesse du son est une méthode impulsionnelle. Un court train d'onde (10MHZ émis avec une fréquence de récurrence de 30kHZ) est envoyé à travers l'échantillon; le temps de parcours dans l'échantillon est déterminé à l'aide d'une ligne à retard électronique. La connaissance de la vitesse du son associée aux données de calorimétrie et volumétrie à la pression ordinaire permet la détermination des grandeurs thermodynamiques d'état caractérisant le milieu. La méthode de calcul est schématiquement décrite.
Les résultats obtenus sur des sels fondus, sur l'eau supercritique sont présentés ainsi que les essais obte-

SL9

DIFFUSION RAMAN DANS LES VERRES ALUMINOSILICATES

B. PIRIOU

Laboratoire des Eléments de Transition dans les Solides
C.N.R.S. 1, place A. Briand 92195 MEUDON Cédex

Collaborations : P.McMillan, R. Dron et F.Dominé

Dans les verres, où les méthodes de détermination classiques des structures sont déficientes, la spectroscopie Raman est un excellent moyen d'approche structurale. L'étude recouvre plus de 150 verres d'intérêt géologique et industriel, appartenant au ternaire $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ ainsi que des verres magnésiens et alcalins apparentés.

Nous avons montré que la réponse est localisée autour des atomes de Si. En fonction des compositions nous précisons les différents types d'environnement immédiat des Si, distincts par leur nombre d'oxygènes pontants, et bien souvent les seconds voisins (Al ou cation modificateur).

L'influence de la densité de charge des cations sur la distribution des oxygènes pontants est montrée.

La coordinance de l'aluminium est discutée. Bien que les groupements AlO_4 aient géométriquement un rôle formateur, l'aluminium présente vibrationnellement un caractère fortement cationique.

Des études d'un bain fondu et du verre correspondant prouvent l'identité vibrationnelle de ces deux milieux ce qui à postériori justifie ces études sur les verres pour appréhender la structure des milieux fondus.

voir aussi: Ga7, Ga8

SL10

PROPRIETES THERMODYNAMIQUES DES SILICATES FONDUS

P. Richet
Laboratoire de Géochimie, Institut de Physique du Globe, 75230 Paris cedex 05

La possession de modèles thermodynamiques pour les silicates fondus est un des préalables à un traitement quantitatif des phénomènes magmatiques. Les données calorimétriques nécessaires étant manquantes, un programme systématique de détermination de capacités calorifiques de verres (Cp_g) et de liquides (Cp_l) silicatés a été entrepris. Une quarantaine de compositions simples ont ete étudiées, SiO_2 (et quartz et cristobalite) inclus.

Joints à d'autres mesures récentes, ces résultats ont permis de determiner l'ensemble des fonctions thermodynamiques (Cp, H, S et G) de mineraux fondus importants: en plus de SiO_2, albite, anorthite, sanidine, jadéite, wollastonite, diopside, cordiérite, népheline et pyrope. De plus, les pentes des courbes de fusion sous pression de ces mineraux sont cohérentes avec les enthalpies et volume de fusion. Nous avons aussi mis en évidence l'influence de l'histoire thermique des verres sur leurs propriétés, et proposé une méthode de calcul pour en tenir compte. Une des conséquences de ce fait est que les enthalpies de mélange des liquides sont en général nettement différentes de celles mesurées sur les verres.

Les autres compositions étudiées l'ont été dans le but d'élaborer des modèles de calcul de Cp en fonction de la température et de la composition. Un modele "ideal" est adéquat pour Cp_g, mais pas pour Cp_l qui n'est pas une fonction additive de la composition pour les aluminosilicates, en relation avec le rôle structural complexe de l'aluminium. A partir des enthalpies de fusion, de Cp_v et de Cp_l, on peut de plus calculer l'entropie configurationnelle des liquides (S_c). Nous avons ainsi pu montrer que, en accord avec la théorie "entropique" des phénomènes de relaxation des liquides visqueux, la variation de S_c avec la température détermine celle de la viscosité des silicates. Cette théorie doit donc pouvoir servir de base à un modèle quantitatif de prédiction de la viscosité en fonction de la temperature et de la composition.

SL11

MESURES DES VISCOSITES DE LIQUIDES SiO_2–Al_2O_3–M_2O .

G.Urbain - C.N.R.S. - Perpignan 66025 Cedex .

Les mesures concernant des liquides binaires et ternaires avec M = Na et K sont obtenues au moyen d'un viscosimètre à rotation . La relation : μ (poise) = A . T . exp (10^3.B/T) permet d'obtenir,pour chaque liquide, les deux paramètres A et B . Ces mesures associées aux résultats déja publiés permettent de calculer des expressions polynomiales reliant B à la composition du liquide . Compte tenu de la relation linéaire entre lnA et B , il est alors possible de calculer des estimations de la viscosité pour ces liquides en se limitant aux teneurs en silice supérieures à 0.5 fraction molaire .

P.I.R.P.S.E.V. Référence = 84 SL 22

EAU - GAZ - AEROSOL

R. VIE LE SAGE, J.P. QUISEFIT, G. BERGAMETTI

L'action du groupe Eau-Gaz-Aérosol durant les cinq dernières années peut se reporter en 3 pôles d'intérêt :

A - PHASE GAZEUSE ET PARTICULAIRE

1 - Composition de la phase gazeuse :

SO_2, CO_2, H_2S, COS, CS_2, HCl, HF et composition isotopique (C, N, O, H, S), de manière approfondie, principalement sur deux centres d'intérêt :

- province italienne : Etna, Vulcano... ;
- province d'Amérique Centrale : Poas, Arenal, Massaya... ;
- et, à un degré moindre, en Indonésie : Merapi...

2 - Sur les aérosols :

- étude de la variabilité de la composition chimique et granulométrique ainsi que aérosol radioactif principalement sur l'Italie du Sud.
- relation entre composition minéralogique et dépôt de sublimés : Merapi, Etna, St Helens...

La recherche d'information sur la signification de ce message gazeux de surface a nécessité le recours à la modélisation thermodynamique pour la détermination des températures profondes, de la conservation ou de l'écart à l'équilibre chimique avec le magma. De récents essais ont également inclus dans cette recherche, l'aspect aérosol métallique et composés solides.

B - PANACHE REFROIDI

L'approche du panache refroidi a principalement commencé par la détermination en avion des flux de SO_2 et de CO_2 (CEA, 1978 et 80). La recherche d'informations chimiques plus diversifiées sur la composition en gaz et aérosols a également été effectuée par des sondes aérologiques motorisées (EERM) dans le panache à courte distance (1980). Ces deux approches ont ainsi pu fusionner en 1983 par l'installation sur l'avion du CEA, pour une campagne Etna, de l'ensemble des deux techniques précédentes, à savoir : mesure des flux de SO_2 et CO_2 et prélévement de gaz et d'aérosols dans le panache à moyenne et grande distance. Cet abord permet la détermination de flux gazeux et particulaire en période d'activité cataclysmique alors même que l'approche au sol est impossible.

C - DEVELOPPEMENTS TECHNOLOGIQUES

Ces dernières années ont vu la création d'outils d'étude plus adaptés au volcanisme actif. Il est important de signaler la création (et sa commercialisation) d'un chromatographe en phase gazeuse pouvant opérer à chaud (T°C>100°C) et le développement de nombreuses sondes géochimiques : mesure de la fugacité d'H_2 et d'O_2 ; pouvant être couplée au système de retransmission ARGOS.

Les communications et les posters des membres de la section Eau-Gaz-Aérosol, illustreront plus précisément ce bref panorama.

Ga1

COMPOSITION ISOTOPIQUE ET ORIGINE DE L'EAU, DU CARBONE, ET DU SOUFRE EMIS A HAUTE TEMPERATURE PAR L'ETNA . SICILE .

P. ALLARD.

Centre des Faibles Radioactivités, CNRS, 91190 Gif/Yvette.

Des quantités considérables de matière volatile s'échappent en permanence de l'Etna (1,2). Les flux mesurés de SO_2 (2), notamment, sont 6 fois supérieurs (3) aux flux que peuvent libérer les volumes de basalte produits dans le même temps (0,7 m^3/s en moyenne entre 1970 et 1980, ref. 4). On a donc cherché à déterminer la source des principaux constituants des gaz émis par ce volcan alcalin particulier, édifié en milieu continental, en étudiant leur composition isotopique.

Des échantillons de gaz ont pu être prélevés à haute température (800°-1000°C) à quatre reprises, soit lors d'éruptions latérales (1975, 1976, 1983), soit à partir des cratères sommitaux (1979). Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence que:

- Le rapport C/S des gaz varie en fonction de la position centrale (10-20) ou latérale (1 à 0,1) du site d'éruption (dégazage précoce du CO_2, moins soluble que S dans un basalte à pression modérée, par les conduits centraux).

- Les rapports isotopiques respectifs de H_2O, C et S ne sont pas ou peu sensibles à cette influence.

- Le rapport $^{34}S/^{32}S$ du soufre (+0,5 à +2,2‰ /CDT) est caractéristique d'une source mantélique. Le SO_2 émis provient donc d'un volume de magma 6 fois plus important que le seul volume de lave simultanément épanché.

- Le rapport $^{13}C/^{12}C$ du CO_2 (-4,4 à -3,5‰ /PDB) semble indiquer un mélange entre du carbone mantélique et du carbone sédimentaire (carbonates du substratum de l'Etna?).

- Le rapport D/H de H_2O (-55 à -43‰ /SMOW) est compatible avec une origine magmatique, mais est également semblable à celui des eaux météoriques locales. Une origine secondaire de la vapeur d'eau est fortement présumée.

(1) Carbonnelle et al., 1978; (2) Carbonnelle et Zettwoog, 1982; (3) Allard, 1983; (4) Wadge et al., 1980.

Ga2

GEOCHIMIE DES EXHALAISONS GAZEUSES D'UN VOLCAN D'ARC EN ACTIVITE MAGMATIQUE PERMANENTE : LE MERAPI; JAVA (INDONESIE).

P. ALLARD[1], M. BADRUDIN[2], J. CARBONNELLE[3], D. DAJLEVIC[3], F. LE GUERN[1], L. PARDYENTO[2], J.L. ROUYER[3] et J.C. SABROUX[1].

1) C.F.R., C.N.R.S., 91 190 Gif /Yvette.
2) Volcan. Survey of Indonesia, jl. Diponegoro, Bandung.
3) S.P.T., C.E.A. Saclay, BP 2, Gif /Yvette.

Le volcan Mérapi (2910m), au centre de Java, est en activité magmatique permanente depuis plusieurs siècles (extrusion de dômes d'andésite, avalanches incandescentes, phases explosives à nuées ardentes). Les gaz qui s'en échappent à haute température (600°-900°C) ont fait l'objet d'une étude régulière depuis 1977, dans le cadre de la surveillance du volcan et d'une coopération franco-indonésienne (VSI).

Pendant cette période, qui a coïncidé avec une activité stationnaire du Mérapi (extrusion calme de ≈20 000 m^3 de magma/jour), on a observé une constance des paramètres physico-chimiques de la phase gazeuse, dans les limites de la précision analytique. On a d'autre part mis en evidence que:

- les gaz émis en différents points du volcan (dôme de lave, champs fumerolliens périphériques) ont une composition élémentaire et isotopique identique, quelle que soit leur température d'émission, et donc proviennent d'un même réservoir. Leur composition moléculaire varie au contraire en fonction de T et traduit un équilibre thermodynamique dans des conditions redox voisines du tampon quartz-fayalite-magnétite.
- les flux gazeux totaux (flux mesuré de SO2: 300t/jour) sont supérieurs d'un ordre de grandeur aux flux potentiels en provenance du magma simultanément extrudé. La production volatile d'un volcan d'arc représentatif tel que le Mérapi est donc nettement plus importante, en réalité, que ne le l'indiquent les bilans établis d'aprés les volumes de produits solides émis.
- l'origine des constituants gazeux, déterminée d'aprés leur composition isotopique, est complexe. Certains (notamment l'hélium, 7 fois enrichi en ^3He par rapport à l'air) sont issus du manteau. D'autres (le carbone, le soufre) proviennent pour partie de matière sédimentaire (enclaves de calcaire dans la lave). H_2O est d'origine météorique.

Ga3

GEOCHIMIE DES GAZ EMIS PAR LE VOLCANISME DE RIFT EN AFAR: L'ERUPTION D'ARDOUKOBA, RIFT D'ASSAL (NOV. 1978).

P. ALLARD[1], D. DAJLEVIC[2] et H. TAZIEFF[1].

1) C.F.R., C.N.R.S., 91 190 Gif/Yvette.
2) S.P.T., C.E.A. Saclay, BP 2, 91 190 Gif/Yvette.

L'éruption volcanique fissurale qui s'est produite en Nov. 1978 dans le rift d'Assal a permis d'obtenir de nouvelles données géochimiques sur les produits volatils libérés par le volcanisme de rift en Afar. Cette étude, déjà entamée sur les gaz émis par le lac de lave persistant du volcan Erta'Ale (Afar septentrional), peut être reliée à celle des fluides retenus sous pression dans les basaltes médio-océaniques, les rifts de l'Afar étant des axes d'accrétion exceptionnellement émergés de la dorsale Golfe d' Aden-Mer Rouge.

Les échantillons de gaz prélevés à 1070°C lors de la phase terminale de l'éruption d'Ardoukoba avaient ainsi les caractéristiques suivantes:

- composition chimique (en mole %):

	T°C	H_2O	H_2	CO_2	CO	COS	SO_2	H_2S
ARDOUKOBA	1070	79	0,05	4,0	0,07	$5x10^{-5}$	16,9	10^{-4}
ERTA'ALE	1130	80	1,5	10,4	0,46	$9x10^{-3}$	7,5	-
MORB (Atl.)	-	64		19 (C total)			17 (S total)	

- état d'oxydation proche du tampon QFM à l'équilibre, soit celui de leur basalte parent.

- rapports $^{13}C/^{12}C$ et $^{34}S/^{32}S$ significatifs d'une origine mantélique du carbone et du soufre. La similitude de composition isotopique du CO_2 exhalé par Ardoukoba (-6‰ /PDB) et par l'Erta'Ale (-6,4‰) avec le CO_2 issu du rift de la Mer Rouge (-7‰) ou piégé dans les MORB (-7 à -5‰) montre que l'abondance des isotopes ^{13}C et ^{12}C dans le manteau est relativement homogène, tant sous l'Afar, que sous les dorsales océaniques typiques.

De l'ensemble des résultats obtenus, on a pu déduire que l'intrusion magmatique qui a nourri l'éruption d'Ardoukoba (≈$16x10^6$ m^3 de basalte, ≈ $4x10^4$t de SO_2) s'est comportée en système fermé vis à vis de son environnement.

Ga4

ARENAL : COMPOSITION CHIMIQUE DE LA PHASE GAZEUSE

J.L CHEMINEE (2), H. DELORME (1) et M. JAVOY (1)

(1) Laboratoire de Géochimie des isotopes stables, Paris 7
(2) Laboratoire de Géologie, ENS et Observatoires Volcanologiques, IPG.

Le volcan Arénal (Costa Rica) est continuellement actif depuis son réveil brutal en 1968. Après un début d'activité explosif, celle-ci a principalement été effusive (une cinquantaine de coulées andésitiques à blocs) avec encore quelques phases explosives (1975). En 1968, l'activité effusive était localisée à la base du cône (1100 m d'altitude). Elle a progressivement migré vers le sommet pour se fixer vers 1450 M. En 1979 et 1980, l'existence de fissures dans le dôme coulée a permis d'échantillonner des gaz de température comprise entre 927 °C et 958 °C. Durant cette période, la composition chimique des gaz est restée constante. Elle est caractérisée par des teneurs élevées en Cl, F et H_2O. Le rapport C/S est voisin de 1,4. Le rapport S/Cl, de l'ordre de 4, est comparable aux estimations effectuées pour l'éruption du CHICHON (Mexique, 1982) mais un peu plus élevé que celui des particules véhiculées dans le panache. Les gaz sont à l'équilibre dans des conditions proches du tampon NNO. Depuis début 1981, l'activité est progressivement de plus en plus explosive.

Ga5

POAS : COMPOSITION CHIMIQUE DE LA PHASE GAZEUSE

H. DELORME[1], J.L. CHEMINEE[2] et M. JAVOY[1]

(1) Laboratoire de Géochimie des isotopes stables, Paris 7
(2) Laboratoire de Géologie, ENS et Observatoires Volcanologiques, IPG.

Le volcan POAS (Costa Rica) depuis sa dernière activité magmatique en 1955 avait une activité fumerolienne, voire phréatique, importante. En avril 1981, la température d'émission des gaz est passée de 350 °C à 1020 °C. Depuis cette période, des échantillonnages réguliers ont été effectués jusqu'à des températures de 943 °C. Le site échantillonné a montré des variations de température parfois importantes. La composition chimique des gaz (1981-1984) analysés par spectrométrie de masse multicollection a montré:
- une décroissance lente du rapport He/CO_2
- une teneur très importante en SO_2 (S/C ≃ 4), 3,5 % des gaz totaux soit ≃ 60 % des gaz secs.
- une décroissance très lente de la teneur en carbone. Des prélèvements effectués en même temps sur des fumerolles de température moyenne ont conduit à mettre en évidence l'importance du dégazage sélectif de l'hydrogène au travers du site fumerollien.

Les conditions thermodynamiques régissant l'équilibre des gaz sont proches de NNO mais restent inférieures à celles de l'Arénal.

Ga6

RAPPORTS ISOTOPIQUES DU CARBONE ET DE L'AZOTE DANS LES GAZ DES VOLCANS D'AMERIQUE CENTRALE .

H. DELORME[1], M. JAVOY[1] et J.L. CHEMINEE[2]

(1) Laboratoire de Géochimie des isotopes stables, Paris 7
(2) Laboratoire de Géologie, ENS et Observatoires Volcanologiques, IPG.

L'échantillonnage systématique et régulier des volcans de Costa Rica et quelques échantillons de deux volcans du Nicaragua ont permis de mesurer les rapports isotopiques du C, du CO_2 dont les valeurs varient entre - 6 o/oo (Poas) et - 2,3 o/oo (Momotombo). Certaines zones hydrothermales (Miravalles et Rincon) ont des valeurs plus élevées (-1 à -2 o/oo). Ces résultats sont discutés en termes de processus magmatique et en termes de contamination.

La très faible contamination atmosphérique des échantillons a permis de mesurer $\delta^{15}N$ très significativement différents de la valeur atmosphérique (0), négatifs pour les volcans actifs (Arénal et Poas), légèrement positifs pour les volcans au stade fumerollien (Irazu).

Ga7

SOLUBILITE DE HE NE AR KR ET XE DANS UN LIQUIDE BASALTIQUE. IMPLICATIONS GEOCHIMIQUES .

A.Jambon, GIS CNRS/BRGM 45045 Orléans et Université d'Orléans. H.Weber et O.Braun, Max Planck Institut für Chemie, Mainz (R.F.A.);

La constante de la loi de Henry a été déterminée dans un basalte tholéitique entre 1250 et 1600 °C. Des équilibrations avec l'air, un mélange de gaz rares et des mélanges calibrés des deux précédents permettent de tester la validité de la loi de Henry pour de pressions partielles variant d'un facteur 100 au moins. L'analyse des gaz dissous par spectrométrie de masse sur les échantillons trempés permet de déterminer les solubilités: 51(3), 22(2), 5.2(.4), 3.7(.6) et 1.8 (.5), 10^{-8} cm^3/g-bar pour He, Ne, Ar, Kr et Xe. La température a un effet modéré. La comparaison avec les résultats de la littérature confirme le role de la composition du liquide sur la solubilité. Ces résultats permettent de calculer la distribution des gaz rares entre liquide et vesicules de CO^2 en équilibre. Le fractionnement important entre He et Ar s'explique simplement au vu de leurs très différentes constantes de solubilité. Les valeurs des constantes mesurées impliquent que pour 1% de vésicules ou plus tous les gaz rares sont concentrés dans la phase gazeuse.

Ga8

LA SOLUBILITE DES GAZ DANS LES LIQUIDES SILICATES ET L'EVOLUTION DES SYSTEMES VOLCANIQUES .

MJAVOY
Laboratoire de Géochimie Isotopique,Université Paris VII,2 pl.Jussieu,75005,PARIS,et LA CNRS 196

Les études de solubilité des espèces volatiles dans les magmas se developpent actuellement en prenant souvent comme objets des systèmes silicatés simples,correspondant à des poles minéraux classiques des systèmes pétrologiques comme l'albite .Ces études,associées à des modèles thermodynamiques de mélange plus où moins sophistiqués ou à des modèles de structure plus ou moins neufs,doivent,dans un avenir que l'on espère assez rapproché,conduire à une comprehension globale du comportement des systèmes magmatiques.Dans l'intervalle il existe déjà un nombre important de données sur la solubilité et eventuellement la diffusivité des volatiles majeurs(H2O,CO2 et dans une moindre mesure SO2)dans des liquides silicatés de grande importance naturelle et de composition en majeurs assez bien définie,dont l'exemple le plus éclatant sont les tholéites.Ces données,combinées à celles des concentrations naturelles, permettent de construire des modèles de dégazage des magmas sous l'effet de la décompression qui accompagne leur remontée vers la surface.Les données importantes pour la résolution d'un tel problème,outre les courbes de solubilité empiriquess déjà évoquées,sont les concentrations initiales et en paricular le caractère saturé ou non saturé des magmas vis à vis des différents volatils,qui determinera la profondeur initiale de dégazage,les diffusivités qui fixent la vitesse de croissance des bulles,et les energies de nucléation de ces bulles.A part le cas de l'eau, pour lequel on possède des équations empiriques valables dans un assez large domaine "utile",les données font défaut souvent dans le domaine le plus interessant pour l'étude dynamique du dégazage naturel(1 à 10 kbars),alors que l'on connait beaucoup plus sur un domaine de pression élevées,oùles principaux volatiles sont de toute évidence sous saturés dans les conditions naturelles
Nous discuterons quelques uns des problèmes posés par la situation évoquée ci-dessus et en particulier l'origine ultime des fluides présents au cours des éruptions volcaniques et de l'importance des flux intégrés actuels dans l'évolution de l'atmosphère.

Ga9

SOLUTIONS DE CARBONE ET D'AZOTE DANS LES MAGMAS THOLEITIQUES : ASPECTS CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES .

M.JAVOY
Laboratoire de Géochimie isotopique,Université Paris VII,LA CNRS 196

La solubilité du carbone et de l'azote,ainsi que les fractionnements isotopiques de ces éléments entre phase fluide et magma ont été mesurés dans une gamme de pressions et de températures(1100 à 1400°C,6 à 40 Kbars),recouvrant les conditions communément admises pour la genèse des magmas tholéitiques et leur remontée vers la surface.
Les expériences ont été effectuées avec des autoclaves à chauffage interne ou un appareillage piston-cylindre en introduisant les éléments volatils sous forme desolides(carbonates,acide oxalique,mélamine),dans le but de limiter au maximum la pollution pour l'azote et de pouvoir établir avec précision le bilan du partage entre phase fluide et magma.

Les solubilités du carbone sont de l'ordre de 1000 ppm/kbar de pression partielle de CO2 mais varient de manière importante avec la composition de la phase fluide,par exemple avec le rapport CO2/H2O.L'influence de la fugacité de l'oxygène n'a pas été étudiée avec précision,mais les expériences effectuées correspondent à un domaine classique pour de tels magmas.
Le fractionnement isotopique entre magma et fluide enrichit le fluide en 13C de 1,5 à 4,5‰ entre 1400 et 1100°C,ce qui indique l'existence eventuelle de formes réduites du carbone en solution.
La solubilité de l'azote est d'environ 100 ppm/kbar de pression partielle de N2 sur l'ensemble du domaine érudié et apparait beaucoup moins sensible à l'influence de la composition du fluide et des conditions redox que celle du carbone.
Le fractionnement isotopique fluide-magma est faible(0,5‰).
Les données de solubilité et de fractionnement isotopique permettent,à partir des données recueillies sur les échantillons naturels,de reconstruire l'évolution des volatiles(concentrations initiales,flux vers la surface,etc..)

Ga10

GEOCHIMIE DE ^{210}Pb ^{210}Bi ^{210}Po DANS LES EFFLUENTS VOLCANIQUES

M.F. LE CLOAREC, G. LAMBERT, B. ARDOUIN

I - ETNA. Dans un magma non dégazé, le ^{226}Ra (1600 ans),descendant de ^{238}U, est en équilibre radioactif avec ses descendants : ^{222}Rn (3,8 jours), ^{210}Pb (20 ans), ^{210}Bi (5 jours) et ^{210}Po (138 jours). Par contre, les panaches volcaniques se sont révélés très enrichis en éléments volatils et présentent une activité très différente de celle du magma. Parallèlement, le dégazage de ^{210}Pb de la lave est de l'ordre de quelques pour cent, alors que celui de ^{210}Po est presque total. D'autre part, il s'avère que la lave liquide est très enrichie en substances volatiles qui semblent provenir des berges encore chaudes de la coulée de lave.

La comparaison des teneurs isotopiques ^{210}Bi/Bi et ^{210}Pb/Pb dans les condensats et dans les laves permet de différencier les processus purement physicochimiques de ceux qui font intervenir la courte période de ^{210}Bi, liés aux mouvements du magma et à la vitesse des échanges gazeux; nous avons pu ainsi établir que le taux de dégazage du bismuth est supérieur à 50% et qu'il existe un temps moyen d'émission des gaz compris entre 5 et 10 jours.

II - VULCANO. Les mesures radioactives d'aérosols et condensats font apparaître un enrichissement en ^{210}Po par rapport au ^{210}Pb, dû à la grande volatilité du polonium dès que la température atteint 300°C.

Il existe une bonne corrélation entre la température des fumerolles et la concentration des gaz en ^{210}Po.

Les gaz fumeroliens de Vulcano sont également caractérisés par une activité en ^{210}Pb relativement élevée, qui peut être interprétée soit par une contribution en gaz magmatiques, soit par la désintégration du ^{222}Rn dans l'eau des nappes souterraines.

Ga11

MICROSCOPIE ANALYTIQUE DES PARTICULES MINERALES DU PANACHE DE L'ETNA ET CONDITIONS METEOROLOGIQUES LORS DE LEUR DISPERSION DANS L'ATMOSPHERE MEDITERRANEENNE

R. LEFEVRE (1), P. de FELICE (2),
A. GAUDICHET (1)(3) et F. LEGUERN (4)

(1) Laboratoire de Microscopie Analytique Appliquée aux Sciences de la Terre et (2) Laboratoire de Météorologie et Dynamique de l'Atmosphère, Université PARIS-VAL DE MARNE - 94010 CRETEIL.
(3) Laboratoire d'Etude des Particules Inhalées - DASS - 75013 PARIS.
(4) Centre des Faibles Radioactivités. CEA - CNRS - 91190 GIF SUR YVETTE.

L'application des techniques de la microscopie analytique (microscopie, microanalyse et microdiffraction électroniques en transmission) aux particules minérales de taille micronique du panache de l'Etna permet de les caractériser par leur chimie et leur minéralogie individuelles, pour tenter d'en apprécier les flux et les modes de répartition sur le Bassin Méditerranéen. Les conditions météorologiques régionales et locales régnant lors des prélèvements sont systématiquement analysées et interprétées en termes de trajectographie des masses d'air arrivant et partant de l'Etna.

Notre étude a porté sur des prélèvements effectués d'une part près de la source volcanique (Bocca Nuova, cratère N.E.; coulées latérales actives; différents sites sur et à proximité de l'appareil volcanique ancien) et, d'autre part, à grande distance (pointe méridionale de la Sicile).

L'étape préliminaire indispensable à cette étude nécessite la détection et la caractérisation de traceurs volcaniques susceptibles d'avoir une grande dispersion atmosphérique, et reflètant éventuellement la composition du magma.

Ga12

ETUDE DE L'ACTIVITE VOLCANIQUE A PARTIR DES GAZ SOUFRES : COS ET CS_2

B.C. NGUYEN, S. BELVISO

Parmi les composés soufrés issus des gaz volcaniques, le COS et le CS_2 formés, principalement dans la couche magmatique, très peu solubles et peu réactifs à basse température, ayant un temps de résidence assez long dans l'atmosphère, respectivement un an et 60 jours, sont de très bons traceurs pour l'étude de l'activité volcanique et des gaz magmatiques.

Ces gaz sont prélevés depuis 1978 à Vulcano, Etna et Mérapi et analysés à l'aide d'un chromatographe en phase gazeuse muni d'un détecteur photométrique de flamme bien spécifique pour les composés soufrés. Les résultats obtenus indiquent que le COS est un bon signal de l'état éruptif du volcan. En effet, à Vulcano on remarque une baisse brutale de ce gaz, de 1978 à 1982. Si l'on prend le CO_2 comme référence de la dilution des gaz volcaniques prélevés, on observe une décroissance du rapport COS/CO_2 d'un facteur 30 entre 1978 et 1980-1982. Il est intéressant de signaler qu'en 1978 un séisme (M = 5,3) a été observé à Vulcano et cette même année, au même endroit Martini a pu constater une augmentation subite de F/Cl et S/CO_2.

Par ailleurs, nos études du COS/CO_2 dans les gaz volcaniques de températures différentes, prélevés dans divers volcans tels que Vulcano, Momotombo, Mérapi, Erta'Ale, etc.. nous ont permis de mettre en évidence les propriétés géothermométriques du COS.

Ga13

SURVEILLANCE GEOCHIMIQUE ET GEOPHYSIQUE DU VOLCAN MOMOTOMBO (NICARAGUA)

J.C. SABROUX[1], P. ALLARD[1], A. CREUSOT[2], D. DAJLEVIC[3], M. GANTES[4] et M. HALBWACHS[1].

1. C.F.R., C.N.R.S., 91 190 Gif/Yvette.
2. I.N.E., Managua, Nicaragua.
3. S.P.T., C.E.A. Saclay, BP 2, 91 190 Gif/Yvette.
4. E.N.S.E.E.G., BP 44, 38 401 St. Martin d'Hères.

Le Momotombo (1258m), l'un des quatre volcans les plus actifs du Nicaragua, est en sommeil fumerollien depuis sa dernière éruption en 1905. Une élévation de la température des gaz (230°C en 1973, 850°C aujourd'hui), ainsi qu'une activité sismique anormale, ont récemment fait craindre une nouvelle éruption du volcan, qui menacerait alors la centrale géothermique (38MWe) installée à sa base même. Le Momotombo a donc été régulièrement étudié depuis 1978, dans le cadre de la coopération franco-nicaraguayenne.

Les gaz émis en permanence par le volcan ont ainsi été régulièrement echantillonnés et leur composition chimique et isotopique analysée. Leur température et leur état d'oxydation (fO_2) sont d'autre part mesurés en continu à l'aide d'un capteur éléctrochimique implanté à demeure. Des sondages magnétotelluriques ont également été effectués à l'intérieur du cratère.

Les différents résultats obtenus suggèrent l'existence d'une intrusion de magma à faible profondeur sous le plancher du cratère, qui alimente en gaz et en chaleur un système hydrothermal superficiel (vapeur dérivée des eaux de pluie locales). Si de l'hélium juvénile s'échappe du volcan ($^3He/^4He = 5\ R_{atm.}$), le CO_2 semble provenir pour une large part du métamorphisme de sédiments carbonatés (contamination profonde lors de la subduction ou contamination superficielle par les calcaires présents dans l'encaissant?).

Des variations de certains rapports spécifiques des gaz, de leur température et de leur état d'oxydation (proche du tampon NiNiO à l'heure actuelle), ainsi que de la profondeur du toit du corps conducteur décelé par magnétotellurie, devraient accompagner une éventuelle migration du magma vers la surface.

Ga14

MESURES DANS LE SOL DE RADON-222 SUR VOLCANS ACTIFS

SEIDEL J.L., MONNIN M.,LPC-IN2P3/CNRS-BP45 63170 AUBIERE

La technique des Détecteurs Solides de Traces Nucléaires(DSTN) a été adaptée à la détection des particules alpha provenant de la désintégration radioactive de l'isotope 222 du Radon dans le sol. Dans l'hypothèse où le Radon-222 pourrait représenter un des paramètres précurseurs de l'activité volcanique, nous avons implanté des dispositifs de mesure, peu coûteux,sur le terrain, en particulier sur les volcans actifs: ETNA(Sicile); KRAFLA (Islande); POAS, ARENAL, IRAZU (Costa-Rica); COLIMA et CHICHON (Mexique); LA SOUFRIERE (GUAD.); PITON DE LA FOURNAISE (Réunion).

Les résultats montrent que la méthode est fiable (reproductibilité des mesures) et que la concentration en radon est très différente d'un volcan à l'autre. Notre meilleure connaissance de cette activité du radon nous permet actuellement de mettre en évidence une variation significative en relation avec les déplacements des fluides interstitiels de l'édifice volcanique.

Les DSTN permettent une mesure intégrée dans le temps (1 semaine, 1 mois) qui moyenne les variations journalières de la concentration du radon dues aux paramètres atmosphériques (pression, température, pluviométrie, etc...). Mais les difficultés rencontrées pour un prélèvement régulier des détecteurs nous ont amenés à concevoir une sonde électronique de mesure de la concentration du radon, automatisée et utilisable in situ. Elle en permet un enregistrement continu et facilite le suivi de son évolution au cours du temps. Associée à une balise Argos, elle nous libèrera définitivement des problèmes logistiques qui, à l'heure actuelle, freinent notre appréhension des phénomènes géophysiques étudiés.

Les différents résultats obtenus ont été intégrés aux monographies consacrées à chaque volcan.

Ga15

ETUDE MINERALOGIQUE DES SUBLIMES PRELEVES SUR CANNE DE SILICE AU VOLCAN POÀES (COSTA RICA)

Toutain[1] JP.,Sévêque[2] JL.,Person[3] A.,Cheminée[1] JL., Delorme[4] H..

Des sublimés ont été recueillis sur les parois internes de tubes de silice disposés dans les fumerolles de haute température du volcan Poàs.
Les gaz magmatiques émis,à une température de 850 à 1000°C,sont en équilibre thermodynamique lors du prélèvement et non contaminés par l'atmosphère.Leur composition révèle plus de 90% d'eau associée à SO_2,CO_2,H_2,H_2S, CO.Un gradient de température s'établit le long du tube. Les températures,mesurées à l'intérieur de la canne,s'échelonnent entre 140 et 940°C.L'abaissement de celles-ci permet la conversion gaz-particules et le dépôt des sublimés ainsi formés est à mettre en relation avec leurs températures de sublimation théoriques.
Les déterminations minéralogiques de ces dépôts ont été effectuées par diffractométrie R.X..Une étude au microscope électronique à balayage équipé d'une microsonde R.X complète les données micromorphologiques et fournit les cartes de répartition des éléments chimiques majeurs.Les minéraux déterminés (chlorures,sulfures,oxydes,sulfates) ont des abondances maximales qui permettent de caractériser 4 zones:les sulfates (arcanite) cristallisent de 150 à 200°C,les sulfures (FeS_2,MoS,ZnS,PbS) se déposent entre 140 et 480°C,puis les chlorures (sylvite et halite) et,aux plus hautes températures,les oxydes (Fe_3O_4, Fe_2O_3,SiO_2).Certains minéraux présentent des enrichissements particuliers en métaux:Cu pour la halite,Rb pour l'arcanite.

(1):Laboratoire de Géologie,E.N.S. 46 rue d'Ulm,Paris.
(2):B.R.G.M.,B.P.6009 45060,Orléans cedex.
(3):Lab.Géologie Dynamique,U.P.M.C. 75230 Paris cedex 05
(4):Lab.Géoch.Isotopes Stables U.P.7.,2 place Jussieu, 75251 Paris cedex 05.

Ga16

MISE EN EVIDENCE DU CARBONE ET DE L'AZOTE AU SEIN DE VERRES VOLCANIQUES AU MOYEN DE LA MICROSONDE NUCLEAIRE

P. Trocellier, Ch. Engelmann (1)
N. Metrich, R. Clocchiatti (2)

(1) DCAEA/SEAIN CEN - Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
(2) Groupe des Sciences de la Terre, Lab. Pierre Süe, C.E.N. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.

L'observation directe de réactions nucléaires spécifiques du carbone et de l'azote, à l'aide de la microsonde nucléaire, a permis de déterminer les distributions de ces deux éléments légers au sein de minéraux volcaniques provenant de deux éruptions historiques de l'Etna.

Les profils de carbone et d'azote indiquent une localisation préférentielle dans des phases vitreuses piégées lors de la cristallisation du magma.

Des différences importantes de teneur en carbone et en azote apparaissent entre les inclusions vitreuses et les minéraux hôtes. De plus, lorsque les verres sont représentatifs d'un liquide magmatique dégazé, les concentrations obtenues sont plus faibles.

Ga17

GAZ OCCLUS DANS DES LAVES RECENTES DE L'ARENAL.

J.L. ZIMMERMANN[1], J.L CHEMINEE[2,3] et H. DELORME[3,4]

(1) CRPG, BP n° 20 - 54501 VANDOEUVRE LES NANCY
(2) Laboratoire de Géologie, ENS - 46 rue d'Ulm 75005 PARIS
(3) Observatoires Volcanologiques - IPG.
(4) Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables - Paris VII

Au début de 1981, le dynamisme éruptif de l'Arénal s'est notablement modifié: alors qu'il était essentiellement effusif, une phase explosive est apparue. On a nalysé les gaz occlus (H_2O, CO_2, CO, N_2, H_2 et CH_4) dans des échantillons de lave antérieurs et postérieurs à ce changement. Bien que les quantités de fluides extraites soient faibles, les laves postérieures à l'apparition du dynamisme explosif en renferment deux fois plus que les plus anciennes et les courbes de déshydratation continue pour ces dernières sont de 50 °C plus élevées. On discute les différentes méthodes d'extraction et d'analyse de l'eau dans ces roches. On interprète le changement de dynamisme comme étant lié à l'augmentation des quantités de fluides dans le magma.

voir aussi: M2

RAPPORT GROUPE "METHODES GEOPHYSIQUES D'ETUDE DES VOLCANS

R. GAULON - I.P.G. PARIS

INTRODUCTION

La crise sismo-volcanique de 1976 à la Soufrière de Guadeloupe a entrainé une participation beaucoup plus grande des géophysiciens dans les études volcanologiques en France avec l'aide de l'INAG et du PIRPSEV. La situation a évolué alors de façon significative : d'une surveillance limitée à l'observation sismologique des volcans antillais, on est passé à une intervention directe et pluridisciplinaire sur les volcans actifs en sortant aussi du domaine plus restreint des volcans du territoire. Ce rapport du groupe "Méthodes Géophysiques" sur les études des volcans entreprises dans le cadre du PIRPSEV ne prétend pas fournir une présentation exhaustive des résultats obtenus au cours de ces expériences ; ceci doit faire l'objet d'exposés complémentaires des groupes "Volcans-laboratoire". Il s'attachera plutôt à centrer l'intérêt des diverses méthodes ou leur complémentarité dans la compréhension du phénomène éruptif ou dans l'étude structurale du système volcanique. De la même façon, les quelques références bibliographiques ne se veulent pas exhaustives, elles devraient être complétées dans les publications citées pour chaque volcan.

ETUDES STRUCTURALES DES SYSTEMES VOLCANIQUES

L'observation permanente ne peut être organisée de manière rigoureuse sans une connaissance précise de la structure de l'édifice volcanique. Même si celui-ci est un ensemble géologique bien circonscrit, il présente une structure interne le plus souvent très complexe.

Des résultats significatifs ont été obtenus dans plusieurs domaines en ce qui concerne les structures profondes.

L'étude tridimensionnelle de la répartition des vitesses sismiques du volcan du Mont Dore (1) est abordée de manière tout à fait originale. On utilise les ondes émises par des sources artificielles et réfléchies sur la discontinuité de Moborovicic enregistrées à la distance critique pour différents azimuts ; c'est-à-dire qu'on éclaire par le bas la structure par un faisceau de rais qui rapportent à la surface l'information sur les hétérogénéités traversées. Il a été possible de mettre en évidence une caldera caractérisée par des vitesses plus faibles que le socle encaissant, de 7km de diamètre et profonde de 4 à 5km. Cette nouvelle méthode de sondage sismique profond s'avère donc tout à fait efficace. Son utilisation sur d'autres volcans est en cours à l'Etna et par des groupes nord-américains en Oregon (USA). On devrait voir émerger rapidement d'autres résultats très significatifs.

Une des originalités du programme du PIRPSEV a été d'impulser le développement des méthodes géoélectriques sur les volcans. En effet ces méthodes possèdent une grande capacité à mettre en évidence des réservoirs magmatiques du fait de la faible résistivité de la lave en fusion. La profondeur de pénétration dépend essentiellement de la bande de fréquence, de quelques mètres pour des fréquences de l'ordre du KHZ jusqu'à plusieurs dizaines de km avec des périodes de plusieurs centaines de secondes. C'est ainsi qu'une zone conductrice profonde a été mise en évidence dans le rift d'Asal suggérant

que le toit d'une chambre magmatique est atteint à 3km de profondeur [2]. Au contraire sous l'Etna la relative faiblesse de la résistivité des roches est insuffisante pour être expliquée par une grande chambre magmatique unique, mais parait plutôt due à des poches localisées [3]. Enfin, les dykes d'alimentation au sommet du Stromboli sont bien mis en évidence par des sondages magnéto-telluriques [4]. Ces méthodes sont également très bien adaptées pour rechercher les nappes phréatiques ou les zones fissurées envahies par les eaux de mer ; ces observations sont essentielles pour l'évaluation du risque dans les éruptions où l'eau joue un rôle primordial. Cependant, ces méthodes géoélectriques posent beaucoup de problèmes dans l'interprétation (pouvoir de résolution, unicité des solutions, etc...). Les résultats sont rarement accompagnés du calcul direct du modèle proposé. Un effort devrait être fait pour établir plus précisément le protocole expérimental. Ces remarques ne doivent pas masquer l'intérêt des résultats déjà obtenus et l'originalité de ces méthodes appliquées en domaine volcanique.

Les levers aéromagnétiques sont de bons outils pour la grande reconnaissance. Par exemple, ils permettent de montrer que les principales zones d'intrusion liées au développement du Piton de la Fournaise correspondent à des structures comparables, par leur signal magnétique, aux rifts-zones de type hawaïen [5].

Les méthodes géodésiques, appliquées dans la zone du rift d'Asal après la crise sismo-volcanique de 1978, mettent en évidence, après le déplacement produit en 1978, une déformation continue qui ne peut pas être expliquée par un mécanisme de relaxation du relâchement des contraintes qui a eu lieu au cours de la crise de 1978. Ce mouvement continu d'étirement et d'exhaussement ne se fait pas de façon uniforme mais avec un enfoncement relatif du plancher interne, reflétant le déplacement vertical observé en 1978 ; il semble donc que tout se passe comme s'il y avait réalimentation d'une chambre magnétique. Ces résultats viennent confirmer le rôle essentiel que jouent maintenant les méthodes géodésiques dans la surveillance des volcans et le dynamisme de cette recherche en France.

Le programme de mesure des contraintes in-situ qui vient de débuter sur l'Etna [6] montre que, malgré la très grande complexité tectonique de l'édifice volcanique, une cohérence des mesures semble émerger en accord avec les données tectoniques régionales apportant des contraintes importantes sur les modélisations des déformations du système (méthode bloc par exemple).

SURVEILLANCE ET PREVISION

Les observatoires des volcans français assurent de façon permanente la surveillance. Ils ont permis la prévision réussie des éruptions de 1981 [7] et de 1983 du Piton de la Fournaise à la Réunion et ils fournissent une base de référence bien évaluée pour un grand nombre de paramètres physico-chimiques, assurant une bonne fiabilité pour la prédiction, la sismicité fournissant la donnée principale.

Les événements éruptifs du Piton de la Fournaise ont illustré les progrès réalisés par la communauté scientifique française dans le domaine de la recherche et de la surveillance volcanologiques : observatoires nouveaux, techniques nouvelles, hommes nouveaux.

Parallèlement à cette observation continue se sont développées des méthodes de mesures de paramètres physiques dont la relation avec le

phénomène éruptif n'est pas complètement définie ou maitrisée, mais qui paraissent fournir des résultats appréciables dans la mise en évidence de variations spacio-temporelles du système éruptif.

C'est le cas entre autres de la méthode de polarisation spontanée (PS) qui paraît être reliée à des phénomènes convectifs ou d'électrofiltration. Elle permet de mettre en évidence des structures superficielles actives, zones de fissures où circulent eau ou intrusions magmatiques (8). Des corrélations avec la température sont en général bien observées. Après avoir découvert ces zones fissurales anormales, il est alors possible d'organiser une observation continue pour étudier aussi les variations du champ électrique PS dans le domaine du temps. Cette opération de surveillance permanente s'appuie, pour l'Etna, sur le système de transmission par satellite Argos, couplée avec les mesures de température superficielle.

Les observations de magnétométrie différentielle apportent des données nouvelles dans un domaine prometteur. Il a été montré (9) que le signal magnétique, produit par une variation de l'ordre du kilobar de la pression à l'intérieur d'une chambre magmatique telle que celle qui est proposée pour la Soufrière de la Guadeloupe, est largement dans la bande d'observation d'un réseau de stations bien implanté.

Des observations intéressantes de variations du champ de gravité ont été obtenues sur l'Etna, reliées à des grandes déformations ou des injections de magma dans des systèmes de fissures (10).

BILAN THERMIQUE

Les mesures des températures fournissent des indications sur les transferts thermiques à l'intérieur des volcans. Les mesures in-situ permettent des études de l'évolution temporelle alors que la cartographie infra-rouge satellitaire ou aéroportée décèle des zones d'anomalies thermiques ou quantifie les flux thermiques globaux. Un couplage entre ces deux approches devra être recherché dans l'avenir afin de bien établir le lien entre les mesures de température à la surface et les phénomènes thermiques d'origine profonde. Des méthodes de traitement sont maintenant disponibles avec une bonne définition de l'analyse fiable des données, prenant en compte les diverses corrections (11). Des anomalies thermiques ont pu être mises en évidence sur l'Etna et sur le Piton de la Fournaise à la Réunion.

MODELISATION

Des efforts ont été entrepris pour interpréter les observations géodésiques collectées sur l'Etna par le développement d'un dyke plan incliné avec des simulations numériques (12). De la même façon la modélisation numérique des déformations observées à Djibouti dans le Rift d'Asal permet d'apprécier le rôle d'une chambre magmatique pour expliquer la concentration des fissures ou la relaxation des déplacements après la crise sismo-volcanique (13 et 14).

Une approche nouvelle de prédiction a été développée par A.Tarantola (15). Ce problème est traité comme un problème inverse basé sur la corrélation observée entre quelques grandeurs physiques mesurées. Dans l'application faite de cette méthode interviennent la répartition temporelle des éruptions, l'inclinaison, le taux de l'inclinaison et la chute d'inclinaison lors du dernier événement.

A la suite de l'observation de stratifications dans des chambres magmatiques fossiles, des expériences de laboratoire [16] ont été menées pour en comprendre l'origine, cristallisation au toit de la chambre ou in-situ à la base dans des couches stagnantes. Ces expériences diffèrent de celles menées classiquement en premier lieu en s'attachant au régime transitoire et par la mise en jeu des fluides dont les propriétés dépendent fortement de la température et qui peuvent avoir aussi des changements de phase. Le résultat de cette expérimentation essentiellement qualitative dans cette première phase, est la mise en évidence de couches stagnantes, à la base de la chambre, où s'effectue la cristallisation.

INSTRUMENTATION

La capacité d'investigation des systèmes éruptifs s'appuie dans le cadre du programme géophysique du PIRPSEV sur une stratégie confortée résolument par des moyens fournis par la technologie moderne. En effet, l'observation efficace repose sur le développement d'une mesure fiable et précise, dans un environnement en général difficile, et de grande durée à l'échelle des constantes de temps des phénomènes, afin de mettre en évidence les corrélations entre le dynamisme éruptif et les variations de propriétés physiques ou chimiques du volcan.

C'est le cadre dans lequel s'est développée une technique de télé-transmission utilisant des moyens satellitaires permettant à terme une auscultation dense et mobile des volcans. Un suivi continu de l'activité de l'Etna est déjà obtenu grâce au système Argos permettant de connaître en temps quasi-réel, température, polarisation spontanée et activité sismique globale. D'autres paramètres sont en cours d'expérimentation comme l'inclinométrie qui est la seule méthode géodésique donnant actuellement une information continue. Un réseau de 10 stations sismologiques utilisant aussi Argos et transférant un nombre minimum de paramètres utiles fonctionne sur l'Etna et, complété par le réseau permanent, a déjà permis de mettre en évidence une activité sismique très profonde sous le volcan.

Cette technologie de pointe permet d'envisager une observation continue à distance d'un grand nombre de sites. Elle s'appuie aussi sur un centre d'archivage qui met à la disposition de toute la Communauté Scientifique les informations dès la fin de leur pré-traitement.

Enfin le programme "instrument" du PIRPSEV a permis aussi la réalisation d'un appareil capable de mesurer des distances avec une grande précision (10^{-7}) utilisant un double faisceau laser pour s'affranchir des perturbations liées aux variations température-pression.

En dehors de ces thèmes généraux de recherche, d'autres études ont pu se développer. Par exemple, la méthode d'évaluation des températures de mise en place des dépôts pyroclastiques [17] va permettre l'investigation de la plupart des écoulements et les corrélations entre ces températures et la nature des magmas. La physique des matériaux à haute pression [7kbars] permettra d'accéder au rôle des inclusions vitreuses dans les laves.

CONCLUSION

Ce rapport montre que des avancées significatives ont été réalisées tant dans le domaine des méthodes d'investigation que sur le plan de l'instrumentation. Des applications de méthodes comme la géoélectricité et la géodésie

connaissent un bon développement sur les systèmes volcaniques. Il apparaît cependant qu'un effort doit être fait pour mieux définir le protocole expérimental afin d'aboutir à une modélisation précise et quantitative.

Un renforcement pluridisciplinaire des compétences et une amélioration de l'approche globale du système volcanique semblent être des éléments essentiels du succès de ces recherches.

REFERENCES

(1) A. NERCESSIAN, A. HIRN, A. TARANTOLA - Three dimensional seismic transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France. Geoph. Journ. R.A.S. (1984), 76, 307-315.

(2) V.N. PHAM, D. BOYER, J.L. LE MOUEL et V. COURTILLOT - Identification of a magma chamber in the Goubbet-Asal rift (Djibouti) from a magnetotelluric experiment. Earth and Plan. Sc. Letters, 52, 372-380, 1981.
et Bulletin Société Géologique de France, 7, XXII, 6, 1980.

(3) D. BOYER, V.N. PHAM, P. THERME, J.L. AINARDI - Etude des zones fissurales au sud du cratère central par profilage tellurique-tellurique et détection des réservoirs magmatiques profonds par sondages magmato-telluriques profonds. Bulletin PIRPSEV n°70.

(4) R. BALLESTRACCI - Audiomagneto-telluric profiling on the volcano Stromboli ; internal structure and mechanism of the Stromboli activity. J. Volcan. and Geotherm. Res., 12, 317-337, 1982.

(5) J.F. LENAT, M. AUBERT - Structure of the Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) from magnetic data. J. of Volcan. and Geotherm. Res., 12 361-392, 1982.

(6) C. PAQUIN - Mesures in-situ de contraintes dans la région de l'Etna. Bull. Volcan. (soumis pour publication).

(7) P.BACHELERY, P.A.BLUM, J.L.CHEMINEE, R.GAULON, N.GIRARDIN, C.JAUPART, F.LALANNE, J.L.LE MOUEL, J.C.RUEGG, P.VINCENT - Eruption at Le Piton de la Fournaise on 3 february 1981. Nature, 297, 5865, 395-397, 1982.

(8) M. AUBERT, G. KIEFFER - Evolution d'une intrusion magmatique dans le flanc sud de l'Etna entre juin 1982 et juin 1983. Résultats PS et essai d'interprétation de l'éruption de 1983. CRAS, 298, 2, 8, 379-382, 1984.

(9) J.L. LE MOUEL, M.MENVIELLE, J.P.POZZI, G.SIMON, J.ZLOTNIDKI - Magnetic observations on La Soufrière volcano (Guadeloupe FWI) over a quiet period : background estimation. J. Geomagn. Géoelect. (accepté pour publication).

(10) S. CORON, A. GUILLAUME - Gravimétrie à l'Etna. Bull. PIRPSEV n°83.

(11) A. BONNEVILLE, Y. KERR - Réduction des observations de télédétection I.R. d'un volcan actif : l'Etna. Bull. PIRPSEV, n°71.
et Satellite thermal infrared observations of Mount Etna after the 17/3/81 eruption. J. of Volcan. and Geoth. Res. (accepté).

(12) J.B. MURRAY et A.D. PULLEN - 3.D model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mt Etna volcano from ground deformation measurements. Bull. Volcanolog. (à paraître).

(13) F. CORNET - Discussion de la tectonique de rift observée dans la région de l'Afar. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XXII, 6, 1980.

[14] A. TARANTOLA, J.C. RUEGG, J.C. LEPINE - Geodetic evidence for rifting in Afar. A brittle elastic model of the behaviour of the lithosphere. Earth Plan. Sc. Lett., 45, 2, 435-444, 1979.

[15] A. TARANTOLA, E. TRYGVASSON et A. NERCESSIAN - Volcanic or seismic prediction as an inverse problem. Annales Geophysicae, 1, 6, 443-450, 1983.

[16] C. JAUPART, G. BRANDEIS, C. ALLEGRE - Stagnant layers at the bottom of convecting magma chambers. (à paraître, Nature).

[17] J. ZLOTNICKI, J.P. POZZI, C. BOUDON and M.G. MOREAU - A new method for the determination of the setting temperature of pyroclastic deposits (example of Guadeloupe, FWI). J. Volcan. Geotherm. Res., 21, 297-312, 1984.

Ge GEOPHYSIQUE

Ge1
OBSERVATION A DISTANCE DE L'ACTIVITE VOLCANIQUE

par C. ARCHAMBAULT (1), C. PAMBRUN (2)
J.C. TANGUY (3)
(1) CNET/LAB/SER/ENV BP 40 22301 LANNION CEDEX
(2) PIRPSEV même adresse que 1
(3) Laboratoire de géomagnétisme 4 avenue de Neptune 94100 ST MAUR DES FOSSES

Dès septembre 1981, une expérience d'observation à distance de l'activité de l'ETNA a été entreprise sur le flanc SUD du cratère central où un réseau câblé relie une dizaine de stations de mesures (une dizaine pour les températures du sol, trois pour la polarisation spontanée PS du sol) à un système d'acquisition de données autonome et numérique pour transmission par le système ARGOS (SADAN-TSA) et abrité dans le refuge de TORRE DEL FILOSOFO (altitude 2920 m) qui sert en même temps de station de référence et d'observatoire météorologique. L'expérience a été rendue opérationnelle en juin 1982 grâce à une protection efficace des capteurs et du système contre les effets de la foudre et enrichie en septembre 82 en mettant en oeuvre des capteurs de corrosivité et un compteur d'évènements sismiques. Des informations très intéressantes ont été obtenues avant l'éruption latérale de mars 83 survenue sur le flanc SUD (forte augmentation PS dès la mi-janvier 83 et crise sismique 32 heures avant le déclenchement de l'éruption) comme avant l'éruption subterminale survenue au cratère SE en mai 84 (crise sismique modulée depuis janvier, niveau thermique élevé pendant l'hiver et forte augmentation de la température du sol à VULCAROLO le 15 avril, crise sismique 48 heures avant le déclenchement de l'éruption). Cette première expérience a montré le grand intérêt du système ARGOS embarqué à bord des satellites TIROS-N pour collecter des données en un site pratiquement inaccessible pendant la saison hivernale. D'autres expériences ont été tentées, l'une en novembre 83 sur le site de POUZZ OLES avec moins de succès en raison de l'agressivité du sol de la SOLFATARA (fiabilité des capteurs et des câbles enterrés), l'autre en octobre 83 sur le flanc SUD de l'ETNA (Mti SILVESTRI - altitude 1900 m) où un réseau de capteurs de température et d'électrodes impolarisables a été relié à une station de transmission autonome volcanologique (STAVOL).

Ge2
ANALYSE ET SURVEILLANCE THERMIQUES D'EDIFICES VOLCANIQUES

par C. ARCHAMBAULT (1) et J.C. TANGUY (2)

(1) CNET/LAB/SER/ENV - BP 40 22301 LANNION CEDEX
(2) Laboratoire de géomagnétisme 4 avenue de Neptune 94100 ST MAUR DES FOSSES

Cette étude a été entreprise sur l'ETNA dès 1978 en mettant en oeuvre, d'une part, une prospection au sol (mesures des températures du sol à 80 et 120 cm de profondeur) dans la partie méridionale de la zone de rift identifiée sur ce massif volcanique, et d'autre part, la télédétection satellitaire dans l'infra-rouge thermique (9-12 µm) et à l'échelle de l'ensemble du volcan (1200 km², résolution 1 km²). La bonne concordance des résultats obtenus par les deux méthodes sur la zone SUD de l'Etna a permis d'étendre le champ de la prospection à l'ENE du massif (CITELLI) et sur la paroi W du VALLE DEL BOVE où des anomalies thermiques permanentes ne pouvaient être soupçonnées autrement que par télédétection. Toutes les zones thermiquement anormales révélées par télédétection en septembre 1978 ont été le siège d'éruptions de type latéral (axes SE et SUD en novembre 78, SE et ENE en août 79, NNW en mars 81, SUD en mars 83) ou subterminal (SE en juin 80 et en mai 84). Dès 1979, et progressivement, les sites de prospection sont devenus des sites de surveillance grâce à l'implantation de capteurs de température dans le sol dont les informations ont pu être relevées manuellement ou automatiquement soit par enregistrement sur des mémoires numériques soit par télétransmission au moyen du système ARGOS.

Les résultats les plus intéressants ont été obtenus par relevés manuels à l'ENE du massif (CITELLI) où une anomalie thermique permanente est mise clairement en évidence, et au moyen de la télétransmission qui a permis de mettre en évidence des variations de température du sol dans la partie sud de la zone sommitale de l'ETNA (2900-3100 m d'altitude) en relation avec les éruptions survenues en mars 83 et mai 84 grâce à une observation pratiquement continue de juin 82 à juin 1984. Cette étude est à l'origine de la stratégie d'observation à distance de l'activité volcanique préconisée par le schéma directeur du PIRPSEV.

Ge3
L'EFFET TOPOGRAPHIQUE EN METHODE PS SUR LES VOLCANS ACTIFS ET LES ZONES GEOTHERMIQUES .

par Maurice AUBERT

Décrit en particulier par Corwin et al. en 1979, l'effet topographique en méthode de potentiel spontané (PS) est défini par la corrélation fréquente entre potentiel et relief (la PS diminue quand l'altitude augmente), en dehors des zones anomaliques. D'où l'usage établi d'effectuer une correction dite d'effet topographique sur les mesures brutes pour laisser apparaître des anomalies dues seulement aux effets thermiques.

Cet effet a été en particulier observé par Zablocki à Hawaii, par Lénat au Piton de la Fournaise dans un contexte voisin, par Fournier dans la chaîne des Puys. Comme l'a démontré ce dernier, l'effet observé tient à l'écoulement gravifique de l'aquifère dont l'interface avec le milieu non saturé est elle-même en relation avec la topographie.

Nous ne l'avons que rarement observé sur l'Etna, probablement en raison des conditions hydrogéologiques locales qui entraînent un approfondissement de l'aquifère rendant l'effet topographique négligeable.

Il y a donc lieu à notre avis dans l'interprétation des données PS de considérer un modèle global faisant intervenir à la fois les sources thermiques et la situation hydrogéologique du site ; de disposer pour cela de profils débordant largement les anomalies prospectées.

Observatoire, 12 av. des Landais, 63000 Clermont-Fd

Ge4
DEVELOPPEMENT DE LA METHODE PS COMME MODE DE SURVEILLANCE DE L'ACTIVITE VOLCANIQUE .

par Maurice AUBERT

Depuis les travaux de Zablocki en 1976, les mesures de potentiel spontané (PS) en site volcanique se sont poursuivies sur un certain nombre de sites géothermiques ou volcaniques, sans conduire cependant à une modélisation satisfaisante du système global allant de la source thermique primaire aux mesures de surface. D'où l'intérêt limité actuellement de la PS comme méthode de surveillance.

Une première approche nous a montré la nécessité :

- de considérer l'ensemble du système convectif comme générateur d'anomalies de température, PS, débit de vapeur, teneur en eau, radon, et de ne pas dissocier l'étude de chacun de ces paramètres des autres aspects.
- d'étudier le contexte hydrogéologique des zones étudiées pour préciser les caractéristiques de la zone de transfert entre source thermique primaire et plan d'observation.
- d'entreprendre une validation expérimentale du transfert gaz-liquide en milieux poreux pour connaître le comportement des différents paramètres le long de la colonne de transfert et mesurer les constantes numériques intervenant dans le couplage électrique.
- de procéder à une analyse systémique, en régime permanent et en régime transitoire, des données telles que celles disponibles sur l'Etna.
- de développer une instrumentation sur les paramètres précités, tenant compte des conditions d'accessibilité des zones convectives et des risques de destruction de l'équipement.

Ge5

SIGNIFICATION DES ANOMALIES DE POTENTIEL SPONTANE (PS) MESUREES AU FUEGO DE COLIMA (MEXIQUE) .

par Maurice AUBERT

Le Fuego de Colima est un volcan actif de type andésitique à caractère explosif. La localisation des zones convectives sur le dôme et l'étude d'un système de surveillance ont fait l'objet d'une mission en avril 1983.

8 km de profils PS montrent des anomalies de grande amplitude, comparables à celles rencontrées sur les rift-zones associées aux volcans hawaïens. La plus importante est située sur l'axe N.S. reliant le Nevado au Fuego. Son amplitude dépasse 2 volts avec des variations locales atteignant 10 mV/m sur 100 m. D'après notre hypothèse, son origine serait liée à une zone hydrothermale développée par le transfert d'activité magmatique du Nevado au Fuego, et entretenue par une source thermique dont la profondeur ne peut encore être estimée.

Une surveillance PS en continu était mise en place pendant la mission en vue d'une éventuelle installation ultérieure d'un système permanent avec transmission satellitaire. (1)

Observatoire, 12 av. des Landais, 63000 Clermont-Fd

(1) AUBERT M., Bull. PIRPSEV n° 87

Ge6

SURVEILLANCE DE L'ACTIVITE DE L'ETNA A PARTIR DE L'ETUDE DE ZONES FUMEROLLIENNES .

par Maurice AUBERT, René AUBY, Françoise et Yves BOURLET

La circulation convective de l'eau météorique vaporisée dans les zones fumerolliennes crée des anomalies mesurables à faible profondeur de différents paramètres : température, teneur en eau, débit gazeux, potentiel spontané (PS), radon, ...

Dans la zone fumerollienne située au sud du cratère sud-est, la puissance calorifique apportée en juin 1983 dans la tranche superficielle par condensation partielle de vapeur d'eau était de l'ordre de 200 $W.m^{-3}$, la PS de l'ordre de 250 mV. L'évolution de ce paramètre jusqu'à l'éruption de mars 1983 est significative de l'intérêt de cette mesure pour la surveillance volcanique.

La zone nord de Silvestri et la fissure de 1971 au dessus de Citelli donnent lieu à des anomalies température et/ou PS qui, selon notre hypothèse, procèdent de la même origine que celles du site précédent.

Ces résultats indiquent la possibilité de mettre en évidence les phénomènes d'origine interne en adoptant un protocole expérimental variable suivant les cas et qui doit être défini après une étude thermodynamique et électrique du site. (1)

Observatoire, 12 av. des Landais, 63000 Clermont-Fd

(1) AUBERT et al., Bull. Volcanologique (reçu juin 1984)

Ge7

ESSAI D'INTERPRETATION DE L'ERUPTION DE 1983 DE L'ETNA D'APRES LA PHENOMENOLOGIE ET LES DONNEES DE POTENTIEL SPONTANE .

par Maurice AUBERT et Guy KIEFFER

Des mesures de potentiel spontané (PS) effectuées en juin 1982 le long d'un profil NS situé à environ 500 m à l'ouest de la fissure éruptive de 1983 avaient indiqué que, dès cette époque, une source thermique située en profondeur s'étendait dans cette zone jusqu'à l'aplomb de la cote 2700 m. Le même profil réitéré deux mois après le début de l'éruption indique un développement de la source chaude jusqu'à l'aplomb de la cote 2300 m.

L'éruption résulterait de la vidange tranquille d'un volume de lave stocké au dessus de la cote 2300 m dans un réseau filonien alimenté par le conduit magmatique du cratère Sud-Est. Elle était d'origine élevée et le degré de dégazage poussé de la lave laisse supposer qu'elle devait se trouver depuis longtemps en communication avec l'atmosphère. Le toit de l'intrusion devait, fin mars, presque affleurer dans les parties hautes du volcan puisque le cratère ouvert vers 2700 m a pu éjecter quelques fragments de lave. Débit et vitesse de la lave ont diminué régulièrement entre le début et la fin de l'éruption, ce qui convient avec l'idée d'une vidange progressive de l'intrusion. (1)

Observatoire et LA 10, 12 av. des Landais, 63000 Clermont-Fd

(1) AUBERT M. et G. KIEFFER, Compte rendus 296, 2, 8, 1983, p. 379-382

Ge8

ETUDE STRUCTURALE DU SUD DE LA BASSE – TERRE A PARTIR DE PROFILS MAGNETIQUES (GUADELOUPE, PETITES ANTILLES).

par Maurice AUBERT*, Jacques ZLOTNICKI** et Georges BOUDON**

Le levé aéromagnétique effectué au-dessus de l'archipel de Guadeloupe, complété par des mesures du champ magnétique au sol et d'aimantation d'échantillons représentatifs, apporte des informations sur la volcanologie de la partie sud de Basse-Terre.

L'analyse des anomalies magnétiques conduit à proposer un modèle de distribution d'aimantation dans le sous-sol créant un champ anomalique aussi proche que possible du champ anomalique mesuré. Compte tenu de la faible densité des données disponibles, le modèle décrit se compose d'un nombre limité de structures définies par leur géométrie et leur aimantation uniforme. Ces structures forment deux classes.

La première est constituée par les formations reconnues en surface, auxquelles le modèle attribue une aimantation dont la valeur est comparée à celle mesurée sur des formations de même type. Le fait le plus remarquable est la faible aimantation attribuée au dôme de la Soufrière, de l'ordre de 0,2 A/m. Cette faible valeur aurait pour cause, d'après notre hypothèse, les conditions hydrothermales et thermiques régnant dans l'ensemble du Massif. Des profils magnétiques de détail et des mesures de potentiel spontané seraient nécessaires pour préciser cette hypothèse.

Les structures en dessous du niveau d'obervation se répartissent en trois ensembles bien individualisés et alignés sur un axe N 335°, dont le plus septentrional est à aimantation inverse (ensemble "Sans Toucher").

* Observatoire, 12 Av. des Landais, 63000 Clermont-Frd
** Observatoire volcanologique IPG Paris, 4 place Jussieu 75000 Paris Cedex 05

PROFILS AUDIOMAGNETOTELLURIQUES ET MESURES DE POTENTIEL SPONTANE SUR LE VOLCAN STROMBOLI. PROPOSITIONS POUR LA STRUCTURE INTERNE ET LE MECANISME DE L'ERUPTION .

R. BALLESTRACCI
UNIVERSITE DE TOULON - 83130 LA GARDE

La méthode A.M.T. a permis de détecter des anomalies de faible resistivité associées à la présence de dykes et de canaux de lave au voisinage du sommet du volcan STROMBOLI. Une détermination assez précise de l'extension latérale de ces zones actives chaudes a fourni un premier schéma de la structure interne de la partie sommitale du volcan.

Sur cette même zone une cartographie précise des potentiels spontanés a été réalisée. La présence de potentiels élevés est associée à l'existence de cellules de convection de gaz et de liquides condensés dont les parties ascendantes sont situées au-dessus des zones chaudes.

Ces deux méthodes géophysiques ont conduit à une même représentation géométrique des zones actives. Cette situation suggère une explication des éruptions stromboliennes dans laquelle la lave bloque de façon rythmée l'arrivée des gaz jusqu'à ce que leur pression soit suffisante pour éjecter et disperser le bouchon de lave donnant ainsi naissance aux effets bien connus de jets de gaz chargés de morceaux de lave chaude et de scories qui caractérisent l'éruption strombolienne.

Ge10

SURVEILLANCE MAGNETIQUE DE VOLCANS EN INDONESIE

Auteurs : M. BOF - F. ROBACH

LETI - IRDI
Commissariat à l'Energie Atomique
C.E.N-G, 85X, F-38041 GRENOBLE CEDEX

La surveillance du volcan MERAPI (JAVA) s'effectue dans le cadre d'une coopération franco-indonésienne par magnétométrie différentielle du champ total.

Les caractéristiques techniques d'un réseau permanent à trois capteurs haute sensibilité (0,01 nT) développé par le CEA-LETI sont analysées.

Quelques résultats soulignent l'importance de l'anomalie de variation géomagnétique dans le traitement des données.

La surveillance du GALUNGGUNG, lors de l'éruption de 1982/83 par géomagnétisme différentiel indique la faiblesse des effets volcanomagnétiques et suggère de nouvelles orientations dans les recherches.

Ge11

RESEAU EXPERIMENTAL DE MESURE DE LA TEMPERATURE ET DE LA POLARISATION SPONTANEE DU SOL-PITON DE LA FOURNAISE

A.Bonneville , J.F. Lenat , X.Lalanne
Observatoire Volcanologique - La Réunion

Depuis Novembre 1983 un réseau d'acquisition de données de températures et de polarisation spontanée du sol est opérationnel en zone sommitale du Piton de la Fournaise.

Les sites d'implantation des capteurs ont été choisis en fonction de l'hypothèse de la présence d'une chambre magmatique superficielle sous la zone centrale. Cette zone fait par ailleurs l'objet d'une surveillance étroite par des méthodes plus conventionnelles (déformations ,sismicité) .

Les capteurs , au nombre de 16 pour cette première phase , sont implantés dans des forages à faible profondeur (-2.50 m en moyenne).Une station autonome à microprocesseur se charge de l'acquisition horaire des données , de leur numérisation et de leur transmission par radio à l'observatoire. Un controle des paramètres mesurés y est alors possible en temps réel .

Outre ces données , des informations météorologiques sont aussi transmises.128 voies peuvent ainsi être traitées toutes les heures ; plusieurs stations d'acquisition pouvant exister sur le terrain en configuration 16 ou 32 voies .

En phase finale (fin 1984) , le réseau sommital comprendra 64 voies .

Des traitements plus sophistiqués sont possibles soit sur place après transfert sur un plus gros calculateur soit à l'extérieur.Dans ce cas la diffusion des informations peut se faire par une balise ARGOS connectée au réseau existant ou par des moyens classiques tels une liaison TRANSPAC ,l'envoi de disquettes ou de cassettes .Cette dernière solution est actuellement retenue et chaque semaine une cassette de données est ainsi traitée au C.G.G. de Montpellier.

Ge12

THERMOGRAPHIES SATELLITE SUR L'ETNA. PERIODE 1981-1983

A.Bonneville , G.Vasseur C.G.G. Montpellier
Y.Kerr C.N.E.S. Toulouse

L'expérience menée en 1981 a prouvé qu'il était possible d'utiliser un radiomètre satellite à faible résolution spatiale (radiomètre AVHRR des satellites NOAA) pour cartographier des anomalies thermiques liées à l'activité volcanique.

Une nouvelle étude s'appuyant sur des données satellitaires NOAA avant l'éruption du 28 mars 1983 est en voie d'achèvement .Un certain nombre de problèmes soulevés par la première approche sont abordés plus en détail et notamment:

- la prise en compte des effets météorologiques locaux et des mesures de terrain en zone sommitale.
- l'utilisation de modèles thermiques plus réalistes.
- la mise en évidence d'une évolution temporelle des températures de surface .

18 images entre le 10 janvier et le 28 mars 1983 sont utilisées ,dont 10 de nuit.

Une étude plus détaillée de la zone est prévue pour 1985 grâce à l'avènement de radiomètres satellite à plus grande résolution spatiale (Landsat 5 - Thematic Mapper) .

Ge13

ESSAI DE TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES RECUEILLIES SUR L'ETNA .

F. et Y.BOURLET I.O.P.G. Clermont-Ferrand.

BUT- Dégager, de la masse des données, ce qui provient d'un signal interne, de ce qui est dû à des phénomènes météorologiques ou aléatoires ; rechercher les corrélations entre stations, ou entre mesures de nature différente.

MATERIEL- Données de 20 stations (températures de l'air et du sol, PS), pendant 78 jours, transmises par le système Argos (C.Archambault 1982), traitées sur Apple II 48 k.

TRAITEMENT STATISTIQUE - Logiciel basic créé par les auteurs.

1- Elimination des influences saisonnière et diurne par régression harmonique.

2- Les résidus (bruits) ont été soumis à des tests - tests de persistance traduisant l'inertie des signaux (coefficient de Besson et autocorrélation) - tests de normalité (droite de Henri et test de Kolmogoroff-Smirnov).

3- Si la normalité des bruits a été établie les écarts à la droite de Henri et d'autres graphes mettent en évidence les accidents climatiques (orages) ou les pulsions internes.

4- Les corrélations simultanées ou avec retard (lag corrélation), ont fourni des informations nouvelles.

QUELQUES RESULTATS

- La PS connait une "dépression"de midi" et deux maxima à 1 h et 17 h.
- Les orages signalés par Archambault sont parfaitement mis en évidence.
- Jusqu'à 1,20 m de profondeur, l'influence climatique est loin d'être négligeable.

Ge14
INTERET DE L'ETUDE DE L'INTERFACE SOL-AIR SUR LES VOLCANS.

F. et Y. Bourlet I.O.P.G. Clermont-Ferrand

1- Nous entendons par interface sol-air, la tranche comprise entre 0,25 m au-dessus et 1,50 m au-dessous de la surface du sol. Dans cette tranche, des mesures microclimatiques (thermique, hydrique, etc..) et physico -chimiques (granulométrie, densités apparente et réelle, chaleur massique, macro et microporosité, morphoscopie, pH, etc..) effectuées sur 5 stations du versant Sud de l'Etna et à Citelli (1981), ont permis, là où les écarts de température entre les stations étaient faibles ($\leqslant 5°C$), de conclure à la non existence d'un flux thermique interne.

2- Des mesures semblables sur la Montagnola, Silvestri et Calcarazzi (1981 à 1983), ont permis de déceler des axes d'anomalies hydriques indépendants de la topographie locale et sans anomalies thermiques (fissures en formation ?).

3- Au pied du cratère S-E, grâce à un débitmètre à absorption, nous avons estimé, à 0,7 m de profondeur, les débits de vapeur d'eau à 42,9kg.m^{-2}.h^{-1} dans la zone fumerollienne et hors de celle-ci à 7,3kg.m^{-2}.h^{-1}. Ceci, joint aux mesures du type précédent, a contribué à une meilleure compréhension des phénomènes thermodynamiques.

EN CONCLUSION, l'interprétation des phénomènes profonds, à partir de mesures effectuées à faible profondeur (PS, températures, radon, etc..), devrait tenir compte des interférences existant entre les influences internes et celles propres à l'interface.

Ge15
PROPRIETES ELECTRIQUES DES ZONES DE RISQUES VOLCANIQUES SUR LE PITON DE LA FOURNAISE .

BOYER D. et PHAM VAN NGOC
LAGAS - E.N.S.G. - B.P. 40 - 54501 VANDOEUVRE LES NANCY

Une étude magnéto-tellurique de trois zones de risques volcaniques sur le Piton de la Fournaise a permis:

- de confirmer l'existence d'un fort degré de fissuration dans les deux régions situées au N.E. et au S.E., avec possibilité d'infiltration de l'eau de mer à l'intérieur des terres.
- de localiser des zones particulièrement plus conductrices dans ces deux régions, d'une part au Nord de Piton Ste Rose, et d'autre part au niveau de St Philippe et du Baril ;
- de mettre en évidence, sous la Plaine des sables, à plus de 500 m de profondeur, l'existence d'une couche conductrice qui pourrait correspondre à la présence d'une nappe phréatique au niveau d'une couche bréchique pyroclastique.

Ces résultats, apportent une contribution très intéressante au problème de prévision des éruptions volcaniques et à la connaissance de la structure profonde du Piton de la Fournaise.

Ge16
CARTOGRAPHIE DES ANOMALIES DE TEMPERATURE SUR L'ETNA ET LE VULCANO PAR RADIOMETRIE AEROPORTEE .

C. Dechambenoy*, A. Tabbagh**, J. Tabbagh**.
*L.M.D. Ecole polytechnique 91128 Palaiseau
**C.R.G. Garchy 58150 Pouilly-sur-Loire.

L'expérimentation entreprise sur ces deux volcans avait pour but principal de cartographier les zones "anormales" où la température superficielle dépasse les valeurs qui résultent normalement du bilan d'énergie à la surface du sol. Ces zones anormales correspondent en fait à des points d'arrivée de flux convectifs importants.

Le vol a eu lieu le 9 septembre 1983 en 8h et 9h, on a utilisé le radiomètre ARIES, les résultats présentés sont ceux du canal 10,5 - 12,5 µ.

Les axes de vols réalisés ont nécessité une correction géométrique globale à partir d'amers au sol afin de rendre les résultats superposables à une carte et donc compatibles à toutes les autres mesures passées ou à venir (aérienne, satellite, au sol).

Ge17
SURVEILLANCE GEOPHYSIQUE DE LA SOLFATARE DE POUZZOLES

A. DUPIS R. BEAUSSILLON
Centre de Recherches Géophysiques
Garchy - 58150 Pouilly-sur-Loire

G. BENAMOU
Centre des Faibles Radioactivités
91190 Gif-sur-Yvette

Devant l'ampleur de l'inflation topographique liée à l'activité volcanique dans les Champs Phlégréens en 1983 le P.I.R.P.S.E.V. a proposé de procéder à la mise en place d'un réseau de mesures assez semblable à celui qui fonctionne sur l'Etna.

Une première mission a donc consisté en la sélection d'un site pour y implanter les différents capteurs, compte tenu de diverses considérations: intensité des phénomènes, degré de perturbation en zones urbaine ou suburbaine, sécurité des capteurs et du système d'émission, accessibilité ... c'est la solfatare de Pouzzoles qui a été retenue.

Une campagne systématique de mesures, en partie réitérées, des paramètres de température, polarisation électrique spontanée du sol, résistivité électrique des terrains a permis de choisir les implantations des capteurs destinés à la surveillance de l'activité volcanique.

On présente, en les discutant, les résultats de cette campagne et des premiers enregistrements.

Ge18
RESULTATS DES MESURES MAGNETO-TELLURIQUES EFFECTUEES SUR L'ETNA PENDANT LES ERUPTIONS DE 1983 ET DE 1984

A. DUPIS Centre de Recherches Géophysiques
J.P. DECRIAUD 58150 Pouilly-sur-Loire

En juin et juillet 1983 et en juin 1984, pendant les éruptions, on a procédé à des mesures magnéto-tellurique sur l'Etna. Elles ont consisté en l'éxcution de quatorze sondages lents et d'une cinquantaine de mesures audio-magnéto-telluriques (A.M.T.).

On discute l'interprétation tant géophysique que structurale des données recueillies en tenant compte des conditions particulières dans lesquelles l'opération s'est effectuée.

La méthode A.M.T. identifie très bien la fracture majeure liée à l'éruption qui se manifeste par une baisse très sensible de la résistivité apparente. Les sondages lents, pour leur part, mettent en évidence des formations conductrices qu'il est difficile d'accorder avec le schéma proposé par R. Schick et al. La forte conductivité électrique de ces horizons pouvant aussi bien être due à l'existence d'aquifères chargés et chauds qu'à la présence de magma fluidifié à plus ou moins grande profondeur.

L'observation d'une évolution dans le temps de certaines mesures en A.M.T. est discutée ainsi que les conséquences qu'on pourrait en tirer quant à la surveillance directe ou indirecte de la situation de magma en profondeur.

Dans les îles Eoliennes des sondages M.T. lents ont également mis en évidence des zones très conductrices à des profondeurs kilométriques.

Ge19

SURVEILLANCE SISMOLOGIQUE DE L'ETNA AU MOYEN DU SYSTEME ARGOS–

J.P.GLOT(*),S.GRESTA(**),G.PATANE'(**),G.POUPINET(*)

Des stations sismologiques autonomes,à détection automatique et retransmission par satellite,ont été installées sur l'ETNA à la suite de l'éruption de Mars 1983.Leur répartition a été choisie pour compléter le réseau sismologique de l'Université de CATANE.

Les comparaisons des résultats fournis par les 2 réseaux sont satisfaisantes.La mise en commun des données fournies par les stations ARGOS et celles de CATANE a permis la localisation d'une cinquantaine d'évènements supplémentaires qui n'auraient pu être traités isolément(nombre d'arrivées trop faible).

Les 3 et 4 Juin 1983 une brève activité sismique de moyenne profondeur a ainsi pu être mise en évidence.Les hypocentres de ces séismes sont nettement regroupés dans une zone verticale de 5km de largeur,située entre 10 et 40km de profondeur et de direction NO-SE.

L'essentiel de l'activité sismique enregistrée en dehors de cet épisode est superficielle(0-5km)et regroupée dans la zone sommitale.

On concluera sur les avantages et les limites de ce type d'instrumentation et on définira,dans le cas de l'ETNA,les améliorations à apporter au système.

(*)IRIGM-Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique.
BP68-38402 SAINT MARTIN D'HERES CEDEX-FRANCE
(**)Istituto di Scienze della Terra-Università di CATANIA
Corso Italia,55-95129 CATANIA-ITALIE

Ge20

INSTRUMENTATION DE MESURE POUR LA VOLCANOLOGIE

M. HENROTTE
Centre de Recherches Géophysiques
Garchy - 58150 Pouilly-sur-Loire

Ce rapport rédigé à la suite d'interviews de différents laboratoires impliqués dans le P.I.R.P.S.E.V. propose une définition des notions de surveillance volcanologique, d'étude des mécanismes, et d'information de protection civile.

D'autre part, il aborde de manière non exhaustive les différents domaines de mesure ainsi que certains aspects techniques de mesure in situ.

Enfin, il présente une structure d'instrumentation permettant de tirer le meilleur profit des expériences acquises et propose une réflexion pour les expériences futures.

Ge21

SYSTEME DE REGULATION/PROGRAMMATION DE PRESSION SUR UN APPAREIL DE TYPE PISTON–CYLINDRE .

G. Humbert, Ph. Champeval, A. Jambon, J. Lehmann, J. Roux.

Classiquement la pression dans la cellule expérimentale est transmise par un vérin hydraulique, la montée en pression dans le circuit d'huile étant assurée par un compresseur. Nous avons ajouté à ce montage un vérin monté en dérivation sur le circuit d'huile. Lorsque le circuit est fermé, les déplacements de ce vérin modifient la pression de l'huile dans le circuit et par conséquent dans la cellule expérimentale. La course de ce vérin a été calculée de façon à permettre une variation de pression dans la cellule expérimentale de 40 kbars sans intervention du compresseur. Ce vérin est actionné par un moteur à courant continu et la pression est mesurée par une jauge de contrainte. Un micro-ordinateur assure la commande de ce moteur. Nous possédons ainsi un système très souple, qui permet nous seulement de réguler la pression autour d'un point de consigne mais aussi de programmer des cycles de variations de pression.

GIS BRGM- CNRS CRSCM
1A, rue de la Ferollerie
45045 ORLEANS Cedex.

Ge22

LE GEORAN II

KASSER M., I.G.N. 2,Avenue Pasteur 94160-ST MANDE

Cette étude a démarré en Octobre 1980 à partir d'une étude (GEORAN I) réalisée par le NPL, laboratoire anglais à Teddington, Middlesex (chercheurs : MM. Froome et Bradsell). Une nouvelle conception de l'optique a été recherchée tout d'abord, au laboratoire d'Optique Appliquée à l'Ecole Polytechnique dirigé par M. A. Orzag, grâce a un financement IGN et PIRPSEV. Un prototype du GEORAN II a fonctionné fin 1982. A cette date, une publication de l'avancement des travaux a été faite lors du Congrès OPTO 1982, et une petite société de Bois-Colombes la SOPRA (fabricants de lasers et de matériel de laboratoire) a accepté d'assurer le développement industriel ; un financement de l'ANVAR est intervenu en 1984. Le prototype industriel est attendu pour la fin de l'année 1984.

Les caractéristiques techniques sont les suivantes :

Précision :	0,1 mm + 10^{-7} x (distance mesurée)
Poids :	moins de 20 kg
Alimentation :	batterie de 12 V. Consommation 3 A maximum.
Portée :	de 200 m à 50 km

Les applications sont essentiellement géodynamiques (zones sismiques, bordures de plaques tectoniques, volcans et zones éruptives).

Ge23

CORRELATION SPATIALE ENTRE LES POTENTIELS ELECTRIQUES SPONTANES (PS) ETLES ANOMALIES THERMIQUES DU SOL A L'ETNA. SURVEILLANCE PS. RESULTATS PRELIMINAIRES .

JF LENAT (IPG de Paris, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, La Réunion)

Une correlation spatiale entre la PS et la température du sol a été mise en évidence lors d'une étude de la partie sud de la zone sommitale de l'Etna. La corrélation est particulièrement claire pour les anomalies de courte longueur d'onde correspondant aux intrusions fissurales. Des anomalies PS de plus grande longueur d'onde sont associées aux cratères centraux et à la rift-zone sud.

Un réseau de trois électrodes permanentes a été installé. Elles sont reliées au système d'acquisition et de télétransmission par satellite mis en oeuvre par Archambault. Les électrodes sont du type Pb-PbCl2 (Petiau et Dupuis 1980) qui possède une très faible dérive et un faible coefficient thermique. Les éléments du réseau sont protégés contre la foudre.

Des variations importantes de la PS sont suivi des crises sismiques en Octobre et Janvier 1982 et ont été associées à l'éruption de 1983.

Ge24

MODELISATION DES DONNEES AEROMAGNETIQUES DES VOLCANS KILAUEA ET HUALALAI (HAWAII)

JF LENAT * et DB JACKSON**

* (IPG de Paris, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, La Réunion)
** (U.S. Geological Survey, Hawaiian Volcano Observatory)

Une première interprétation des données d'une nouvelle carte aéromagnétique d'Hawaii (données à altitude constante par rapport au sol) a été faite sur deux régions de l'île : la rift-zone est (RZE) du Kilauea et le volcan Hualalai.

Un dispositif particulier d'anomalies est associé à la RZE du Kilauea : une anomalie intense, de type positif, qui correspond à l'extension en surface de la RZE est située sur l'axe d'une anomalie de type inverse trois à quatre fois plus large qui ne peut avoir pour origine qu'une structure peu ou pas aimantée à l'intérieur de l'édifice. L'axe positif est identifié à la partie supérieure du complexe des dykes du système intrusif de la rift-zone. Ces intrusions sont nettement en dessous de la température de Curie (Tc) et sont plus magnétiques que les coulées encaissantes. En profondeur, ces intrusions sont progressivement à des températures plus élevées ; vers 2.5 à 3 km la Tc peut être franchie, alors que plus bas encore des températures magmatiques sont probables (zone asismique). La région amagnétique représenterait donc la partie profonde des intrusions de la RZE et l'auréole thermique dans l'encaissant. Cette interprétation, en accord avec ce qui est connu de l'activité magmatique de la RZE, éclaire d'une façon nouvelle la connaissance de l'état thermique de l'édifice.

Ces résultats ont servi de comparaison à une étude similaire sur le volcan Hualalai où on a pu mettre en évidence une structure magnétique comparable. Ce résultat montre "l'état de fraicheur" jusque là mal connu du volcan Hualalai qui pourrait donc constituer une cible geothermique intéressante.

Ge25

STRUCTURE DU RIF D'ASAL–GHOUBBET AU MOYEN DE PROFILS SISMIQUES .

J.-C. Lépine, F. Ferrucci, J.-C. Ruegg.

Une campagne de profils sismiques courts (15 km) a été menée dans le rift d'Asal-Ghoubbet (République de Djibouti) qui est considéré comme l'équivalent d'un segment de dorsale océanique émergé.

Trois profils inversés ont été implantés parallèlement à l'axe d'expansion, dont un sur l'axe même.

Les caractéristiques de la croûte sous-jacente mises en évidence sont:

- la présence de 3 couches principales (2.0 km/s, 3.5 km/s, 6.4 km/s),
- une interface 2.0/3.5 subhorizontale (pendage inférieur à 5°) et peu profonde (quelques centaines de mètres) pour les trois profils.
- un fort pendage (10-15°) faisant remonter l'interface 3.5/6.4 :
  - . de 3.5 km de profondeur au niveau du lac Asal à 1 km seulement en bordure du Ghoubbet, sur l'axe du rift.
  - . de 5 km à 2 km sur le profil situé au niveau du flanc nord du plancher interne.

L'interface 3.5/6.4 atteinte sur le profil Sud, situé à 2 km à l'extérieur du Plancher Interne, est par contre subhorizontale (2 km de profondeur).

- Un fort coefficient de Poisson (>0.30) dû probablement à la fusion partielle des roches à très faible profondeur.

Ge26

CONTRIBUTION DE LA METHODE MAGNETOTELLURIQUE A LA CONNAISSANCE VOLCANO–STRUCTURALE ET GEOTHERMIQUE DES REGIONS DE LA MONTAGNE PELEE ET DE MORNE ROUGE .

Ph. MARIE* Y. BENDERITTER* A. DUPIS**

* Institut Mixte de Recherches Géothermiques - BRGM/AFME BP 6009 45060 ORLEANS CEDEX
** C.R.G. GARCHY - 58150 POUILLY S/LOIRE

Dans le cadre de l'étude géothermique des Antilles, des mesures audio-magnétotelluriques et magnétotelluriques basse-fréquence ont été effectuées lors de différentes missions (Avril et Novembre 1981, Mars à Mai 1983) dans le Nord de l'île de la Martinique (Montagne Pelée, Morne Rouge).

L'analyse et l'interprétation de plus de 200 sondages audio-magnétotelluriques et de 30 triplets de stations magnétolluriques basse-fréquence (100 Hz-100 s) (soit 89 stations) ont permis de mettre en évidence une couche conductrice de surface dans les premières centaines de mètres et d'importantes anomalies de conductivité dans la croûte et à la limite croûte-manteau ; on observe des conducteurs profonds ou intermédiaires qui se trouvent parfois à moins de 5 km ou 1 km de profondeur.

La mise en évidence de corrélations entre ces données M.T. et la géologie ou d'autres méthodes géophysiques (électrique, gravimétrie,...) nous a permis de dégager les grands traits structuraux de cette région et de préciser (voire de modifier) l'image que l'on s'en faisait déjà. Ainsi, en reliant l'apparition (ou l'absence) de niveaux conducteurs profonds aux structures tectoniques, nous avons pu montrer une étroite liaison au moins ancienne sinon récente entre le bloc Pelée et le bloc Champflore-Morne Rouge. C'est à la croisée de ces deux blocs qu'il convient de rechercher une cible géothermique haute-énergie et peut-être aussi dans la région du Quartier la Montagne où la méthode A.M.T. a mis en évidence des indices d'une couverture d'un gisement comparable à celle du gisement de Broadlands (Nle-Zélande).

Ge27

CODA DES SEISMES LOCAUX

L. MARTEL et R. GAULON, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75230 PARIS CEDEX 05

Un réseau de dix huit stations sismiques avait été installé autour du volcan de la Soufrière au cours de la crise de 1976 en GUADELOUPE. Chaque site était équipé d'un sismomètre 3 composantes de 2 Hz de fréquence propre.Des évènements de magnitude locale entre 1.5 et 2.0 ont été enregistrés.

Des spectres d'ondes de volume P et S ont été calculés. Après passage des signaux à travers des filtres Gaussiens centrés sur 2, 5, 10, 20, 30 hz, on tente suivant Aki, d'ajuster par moindres carrés la variation en fonction du temps de l'enveloppe de la coda en supposant une dispersion géométrique et une atténuation globale incluant l'atténuation intrinsèque et la diffraction. Cette étude de la coda montre que les valeurs de la variation d'amplitude en fonction du temps sont identiques pour les 3 composantes, en accord avec la théorie de rétro-diffusion de Aki et Chouet (1975) pour des hétérogénéités distribuées aléatoirement dans la Terre. Des observations de même type dans les Pyrénées confirment ces résultats.

En supposant que l'atténuation dépende de la fréquence suivant la loi $Q = \beta f^{\alpha}$ nous trouvons

pour la Guadeloupe $\beta = 50$, $\alpha = 0,8$
pour les Pyrénées $\beta = 75$, $\alpha = 1.0$

Pour les très courtes distances les résultats obtenus ne sont pas cohérents avec une dispersion géométrique d'ondes de volume.

Ge28

PROPRIETES ELECTRIQUES ET STRUCTURE DE LA CROUTE SOUS LE RIFT D'ASAL (DJIBOUTI) D'APRES LES SONDAGES MAGNETO-TELLURIQUES PROFONDS.

PHAM V.N., BOYER D.,
LAGAS, ENSG, - B.P. 40 - 54501 VANDOEUVRE LES NANCY

Les résultats des sondages magnéto-telluriques (M.T.) profonds à très large gamme de fréquence (10^{-3} - 10^{4} Hz) ont permis de constater que la résistivité moyenne de la croûte, dans la région du rift d'Asal, est faible, inférieure à 100 Ωm et que l'anisotropie y est peu prononcée.

Ces propriétés peuvent s'expliquer par un modèle faisant intervenir deux mécanismes de conduction électrique : jusqu'à quelques kilomètres de profondeur la conduction est de type électrolytique. Elle est relayée, au delà, par la conduction solide.

Par ailleurs, les résultats M.T. ont mis en évidence l'existence :

1) d'un premier horizon superficiel (à quelques centaines de mètres) très conducteur, correspondant probablement à la nappe d'eau salée ;

2) d'un deuxième horizon conducteur plus profond (à quelques kilomètres) traduisant l'effet d'une forte augmentation de température en relation avec les deux mécanismes de conduction précités : au Sud du nouveau volcan Ardoukôba, cet horizon remonte et correspond à une forte anomalie conductrice qui pourrait traduire l'existence d'un haut-fond de la chambre magmatique à faible profondeur.

Ge29

PROSPECTION ET SURVEILLANCE DE L'ETNA PAR LES METHODES GEOELECTRIQUES .

PHAM VAN NGOC, BOYER D. et MASSENET F.
LAGAS - ENSG, B.P. 40, 54501 VANDOEUVRE LES NANCY

Depuis 1978, le LAGAS a mis en oeuvre diverses méthodes géoélectriques sur l'Etna afin de localiser avec précision les zones fissurales actives récentes ou anciennes et d'étudier leurs propriétés électriques et leur structure profonde dans le but d'effectuer les surveillances en prévision des éruptions volcaniques. Les méthodes géoélectriques utilisées sont le V.L.F. , les méthodes électromagnétiques (E.M.), magnéto-tellurique (M.T.), et polarisation spontanée (P.S.). Les régions étudiées couvrent les zones Nord, Nord Est et surtout le flanc Sud de l'Etna depuis la zone sommitale jusqu'au niveau du refuge Sapienza. C'est ainsi que des fissures cachées ont été mises en évidence notamment sous les Monts Silvestri et à l'Est du refuge Citelli. Dans toutes les zones étudiées, d'importantes anomalies P.S., de plusieurs centaines de millivolts ont été trouvées à l'emplacement des fissures actives notamment dans la région sommitale au Sud du cratère central. Le caractère des anomalies P.S. obtenues durant l'éruption de 1983, confirme que cette éruption est bien une éruption latérale.

Les mesures géoélectriques sur les zones fissurales ont été répétées régulièrement depuis plusieurs années afin d'étudier la variation des anomalies observées dans le temps et de mettre au point un système de surveillance.

Ge30

STRUCTURE PROFONDE SOUS LE FLANC SUD DE L'ETNA ET LOCALISATION DES RESERVOIRS MAGMATIQUES PAR SONDAGES MAGNETOTELLURIQUES .

PHAM V.N., BOYER D., THERME P., AINARDI J.L., ALLE P.,
LAGAS - ENSG, B.P. 40, 54501 VANDOEUVRE LES NANCY

La structure profonde sous le flanc Sud de l'Etna a été étudiée par la méthode de sondage Magnéto-tellurique (SMT).

Les résultats S.M.T. ont mis en évidence :

- une zone conductrice superficielle de direction NS longeant approximativement la branche Sud de la "rift-zone",
- un "dyke" conducteur relayant en profondeur la zone conductrice superficielle, mais légèrement décalé vers l'Est.
- une grand accident de direction SW-NE à l'Ouest du refuge Sapienza.
- une zone très conductrice à l'aplomb de la partie S.E. du cratère central.

Cette dernière zone conductrice, de résistivité de l'ordre d'1 Ω m seulement, et dont le toit se situerait vers 1500 m de profondeur sous la surface du sol, pourrait indiquer la présence d'un réservoir magmatique relativement superficiel sous la partie S.E. de la zone sommitale.

Ge31

RESEAU SISMOLOGIQUE SEISPACE: UN NOUVEL OUTIL POUR LA RECHERCHE VOLCANOLOGIQUE .

par G. Poupinet
ERA CNRS 603, IRIGM
38402 St Martin d'Hères

Les études simologiques sur volcan actif ont pour but:
- la localisation précise des hypocentres et la détermination des mécanismes au foyer et des propriétés des sources
- la description tridimensionnelle des structures profondes
- le contrôle des variations temporelles de l'édifice.

Pour atteindre l'un ou tous ces objectifs, un volcan doit être équippé d'un réseau dense de capteurs. Un équippement sismologique léger,transmettant des données compactées par satellite, a été conçu en collaboration avec un industriel CEIS-Espace. Ce réseau est constitué de stations microprogrammables disséminées sur le terrain, et d'une station de réception directe qui récolte les messages dans un rayon de 1000 km Le programme implanté dans chaque station est adaptable au problème sismologique que l'on souhaite traiter en priorité. Un microcalculateur associé à la station de réception effectue le tri et l'archivage des données et un traitement préliminaire. Ce matériel est mis au point avec ARGOS, mais il est conçu pour fonctionner avec METEOSAT qui transmet environ 18 fois plus de données.

Ge32

VOLCANOMAGNETISME : REFLET DES VARIATIONS DE PRESSION OU DE TEMPERATURE DE MAGMA .

J.P. Pozzi[1], C. Philippe[2], J.L. Le Mouël[1],
J.C. Rossignol[3], J. Zlotnicki[1].

1. I.P.G. Paris, 4, Place Jussieu, 75230 PARIS.
2. E.S.A.M. Bd de l'Hôpital, 75013 PARIS
3. I.N.A.G. 77, Avenue Denfert Rochereau, 75014 PARIS

Les variations magnétiques liées à l'activité volcanique sont le plus souvent interprétées par le piezomagnétisme. Les divers modèles proposées donnent en général des anomalies d'un ordre de grandeur comparable à celui des anomalies observées d'une dizaine de nT. Cependant les mesures effectuées en Guadeloupe sur plusieurs années ont permis de mettre en évidence des variations de beaucoup plus longue période et de plus faible amplitude (quelques nT par an). Il paraît cette fois plus difficile d'attribuer ces variations aux effets des contraintes d'origine magmatique. Or les mesures de température des forages, en particulier au Col de l'Echelle (profondeur 77 m) proche du dôme ont montré une décroissance régulière de la température de l'eau du forage depuis la fin de l'activité visible du volcan. Ce refroidissement des roches du volcan doit se traduire lui aussi en surface par une anomalie .

Nous nous proposons de calculer cet effet et de le comparer à celui qui résulte du piezomagnétisme. Pour un même modèle de volcans, nous avons calculé:

1. l'anomalie magnétique produite par une surpression magmatique ΔP.
2. l'anomalie magnétique produite par un réchauffement ΔT du magma.

Ces variations étant supposées se produire avant l'éruption.

Le résultat du calcul est que l'anomalie magnétique produite par un réchauffement du magma de quelques dizaines de degrés a une amplitude comparable à celle que produit une surpression de 800 bar supposée nécessaire à une éruption dans le modèle choisi. L'anomalie calculée correspond à l'équilibre thermique atteint au bout d'un temps très long et son amplitude dépend fortement de la loi aimantation/température adoptée. L'anomalie qui correspond au régime transitaire doit donc être calculée et les lois expérimentales de magnétisme des roches doivent être déterminées sur un plus grand nombre d'échantillons.

Cependant les amplitudes des anomalies montrent qu'il est nécessaire de prendre le phénomène thermomagnétique en considération sous forme d'une évolution à long terme des anomalies volcano-magnétiques.

Ge33

MESURES VOLCANOMAGNETIQUES SUR L'ETNA:
PARTICULARITE DES VARIATIONS MESUREES .

J.P. Pozzi*, G. Simon*, Y. Martin*, J. Zlotnicki**,
S. Coutin**,M. Menvielle** et P. Mousnier**.

Observatoires Volcanologiques* de l'I.P.G.P.**,
4 Place Jussieu, 75230 PARIS CEDEX 05

Après l'exposé des principes de la mesure de l'intensité totale du champ magnétique terrestre sur un réseau et de la réduction des observations, on décrit le réseau créé sur l'Etna et le mode opératoire utilisé. Les résultats sont présentés en insistant sur la présence d'un champ fluctuant de courte période qui rend difficile la mise en évidence des variations à long terme d'origine piezomagnétique ou thermique. Les caractéristiques de ce champ fluctuant sont estimées à partir de la dispersion des mesures en différentes stations à défaut d'une fréquence de mesure suffisante pour le décrire exactement. Ce travail montre que l'effet de ce champ se limite à la partie active de l'Etna et que les stations plus périphériques sont peu affectées.

Les profils effectués avec des magnétomètres tri-composantes Askania ont montré l'existence d'anomalies de conductivités classiques de dimensions carctéristiques beaucoup plus importantes.

L'utilisation des stations d'enregistrement continu de l'Institut International de Volcanologie situées hors de l'Etna (à Ramacca) et sur l'Etna (Montagnola) nous a permis de caractériser ce champ perturbateur de façon plus précise en raison de la fréquence d'échantillonnage de 5 min. Ce champ perturbateur peut, par exemple, être lié aux phénomènes d'induction dans des masses magmatiques conductrices situées à faible profondeur.

L'étude de ce champ de variation rapide, en particulier sa relation avec l'activité de l'Etna nécessiterait une maille de mesure serrée et un échantillonnage rapide. Des appareils inductifs simples seraient mieux adaptés que les magnétomètres nucléaires utilisés actuellement.

Au contraire, la mise en évidence des variations à long terme liées aux phénomènes profonds peut se faire à l'aide de deux stations télémétrées placées l'une dans la partie nord, l'autre dans la partie sud du volcan, et utilisant une fréquence d'échantillonnage suffisante pendant les périodes calmes du niveau de nuit pour éliminer l'influence du champ fluctuant.

Ge34

BANQUE DE DONNEES VOLCANOLOGIQUES

J. TABBAGH CENTRE DE RECHERCHES GÉOPHYSIQUES GARCHY
58150 POUILLY-SUR-LOIRE

Un système a été développé permettant à la fois d'archiver et de mettre à la disposition de la communauté le plus rapidement possible des données volcanologiques transmises par le système Argos. On décrit d'abord ce système puis on indique la façon d'accéder aux données.

- Le matériel utilisé comporte une HP 85 et un accès au réseau Transpac à 1200 bouds. Un logiciel a été développé sur cet HP 85. Il permet d'interroger quatre fois par jour automatiquement le système Argos à Toulouse. Il récupère, met en forme et conserve dans une mémoire non volatile les données. Puis dans un deuxième temps, il envoie ces données au CIRCE à Orsay ou un logiciel effectue un tri par balise et par date de réception des messages. Au CIRCE différents logiciels ont été développés permettant pour chaque balise de corriger les données des erreurs de transmission, d'interpréter ces données et de les visualiser.

Ge35

METHODE MAGNETIQUE DE DETERMINATION DE LA TEMPERATURE DE MISE EN PLACE DE DEPOTS PYROCLASTIQUES .

J. Zlotnicki , J.P. Pozzi, G. Boudon et M.G. Moreau
Observatoires Volcanologiques de l'Institut de Physique du Globe.
Université Paris VI.
4 Place Jussieu
75230 PARIS CEDEX 05 - FRANCE

La connaissance précise de la température de mise en place de dépôts pyroclastiques (ponces, nuées ardentes, brêches d'explosion...) sur un édifice volcanique ouvre la voie à de nombreuses études: thermographies au sein d'un écoulement, cartographie thermique d'une éruption, relations entre la nature du magma, son degré de vésiculation et la température de mise en place...

Le plus souvent, seuls des bois carbonisés ou des objets enfouis et éparses permettent d'évaluer une température de mise en place. La méthode magnétique proposée utilise directement les produits des dépôts pyroclastiques et de ce fait peut être appliquée de façon systématique à l'ensemble d'un ou de plusieurs écoulements. Le principe repose sur l'acquisition d'une aimantation thermorémanente, partielle ou totale selon la température de mise en place, d'un écoulement

pyroclastique dans le champ magnétique terrestre. La méthode consiste à comparer, au cours de deux chauffes successives, la perte de l'aimantation thermorémanente partielle (aimantation acquise lors de la mise en place du dépôt), et la perte de l'aimantation thermorémanente totale acquise artificiellement au cours d'un refroidissement dans un champ magnétique connu.

Si des phénomènes d'oxydation des minéraux magnétiques n'ont pas eu lieu dans le dépôt, la méthode permet d'estimer une température de mise en place à 50 °C près environ entre 150 °C et la température de Curie.

Ge36

EFFET VOLCANOMAGNETIQUE SUR LES VOLCANS DES PETITES ANTILLES: SOUFRIERE DE GUADELOUPE ET MONTAGNE PELEE DE MARTINIQUE .

J. Zlotnicki, G. Simon, J.P. Viodé, J.P. Pozzi et J.L. Le Mouël.
Observatoires Volcanologiques de l'Institut de Physique du Globe de Paris. Université Paris VI.
4 Place Jussieu - 75230 PARIS CEDEX 05 (France).

Sur différents édifices volcaniques (Oshima, Ruapehu, Kilauea, Saint-Helens) des variations temporelles anormales du champ magnétique terrestre ont été observées. Ces variations dépassent rarement la douzaine de nanoteslas.

Dans le cas de volcans andésitiques à caractère explosif comme la Soufrière ou la Montagne Pelée, toute activité importante s'accompagne de variations de contrainte. La mise en évidence de tels phénomènes à l'aide d'un réseau magnétique doit répondre principalement à deux critères. D'une part, éliminer des mesures temporelles du champ magnétique les variations non liées à l'activité volcanique (en particulier, les variations transitoires et particulièrement la variation solaire journalière); d'autre part tenir compte, de la répartition spatiale, de la géométrie et des caractéristiques des régions sources des anomalies piezomagnétiques.

Le principe de la méthode réside dans la comparaison, à un même instant, de la différence entre les intensités du champ magnétique en différents points repérés du massif et l'intensité du champ magnétique en une station dite de référence.

Les résultats obtenus en période volcanique calme entre 1979 et 1983 sur le volcan de la Soufrière sont présentés. Pendant cette période, les variations temporelles de la différence entre les stations de Palmiste et Matouba restent confinées dans un intervalle meilleur que 2 nT. Sur la Montagne Pelée, il n'est pas possible de s'affranchir de la zone de forte conductivité anormale d'axe SO-NE située au sud du massif. De ce fait, une méthode simple d'évaluation d'un effet volcanomagnétique journalier est proposée à partir des valeurs numériques reçues à l'observatoire et dépouillées directement sur minicalculateur.

voir aussi: HV24, T4, T7, T8, M22, SL8, Ga13

GROUPE TECTONOPHYSIQUE

J. MERCIER

Le groupe TECTONOPHYSIQUE du PIRPSEV a orienté son action sur trois thèmes :

1 - L'étude expérimentale de la fracturation en présence de fluides. Celle-ci peut permettre à long terme de comprendre les mécanismes de la propagation lente des fissures et la cinématique de celles-ci dans les domaines volcaniques.

2 - Les analyses structurales de terrain, soit à l'échelle régionale (contexte géodynamique), soit à l'échelle locale (fracturation des volcans). Ces études ont pour but d'obtenir des données quantitatives sur les fractures dans les régions volcaniques, fractures qui interviennent soit dans la montée des magmas, soit dans la ruine catastrophique des édifices volcaniques.

3 - La modélisation numérique du comportement mécanique des volcans.

I - ETUDES EXPERIMENTALES DE LA FRACTURATION

Un effort particulier a été fait dans le cadre du PIRPSEV pour développer deux groupes de recherches expérimentales :

Le premier (groupe de STRASBOURG, GUEGUEN) s'est donné pour but d'étudier la propagation lente des fissures par corrosion sous contrainte dans des monocristaux d'olivine et de mesurer in situ (par dispositif optique) la vitesse de propagation de ces fissures en fonction (1) de la température, (2) de la pression partielle de fluides. Il s'agit là d'un travail qui, à long terme, peut permettre de mieux comprendre l'étape de déformation lente qui précède la rupture catastrophique des volcans.

Le deuxième groupe (NANTES, A.NICOLAS) s'intéresse davantage aux aspects cinématiques de la fracturation hydraulique progressive liée à l'extraction des magmas issus de la fusion partielle des lherzolites. Une lherzolite soumise à une déformation plastique peut contenir jusqu'à 9% de fusion de façon stable. Au delà de ce seuil, les magmas générés percolent et il y a montée spontanée de ceux-ci par fracturation hydraulique. Ce groupe aborde ce problème par deux approches différentes. La première cherche à reconnaître les différentes étapes de l'extraction des magmas basaltiques par l'analyse structurale de divers massifs lherzolitiques. L'autre, par simulation expérimentale sur mélange de paraffine, cherche à préciser les seuils de percolation dans un milieu soumis à déformation. Ce groupe s'est donc donné comme but de préciser la cinématique de la fracturation hydraulique progressive qui explique le caractère épisodique du volcanisme des zones d'expansion.

Le PIRPSEV a donc favorisé le développement de deux groupes expérimentaux s'intéressant à la tectonophysique des volcans. Il a par ailleurs aidé à terminer un cycle d'expériences sur la dégradation de basalte à haute température, en présence d'eau (groupe de LILLE, J.PAQUET).

II - ANALYSES STRUCTURALES DE TERRAIN

1 - Analyses structurales dans un cadre régional

Il s'agit là en fait d'études néotectoniques de failles récentes dans des régions volcaniques. De telles études ont été menées (groupe de MONTPELLIER, ARTHAUD) dans deux contextes géodynamiques différents : les zones d'expansion (Afars et Islande) et les zones de subduction avec une forte composante en décrochement (Arc indonésien). De telles études peuvent apparaître comme ressortissant plus de programmes géodynamiques que du programme propre du PIRPSEV. En fait, elles permettent, avec l'étude des mécanismes au foyer des séismes et dans certains cas de mesures de contraintes in situ, de définir l'état de contrainte régional (et son évolution au cours du temps). Il apparaît vraisemblable que c'est cet état de contrainte régional qui contrôle l'orientation des fissures par lesquelles montent les magmas et qui, par conséquent, contrôle la localisation des édifices volcaniques. Il apparaît donc indispensable de poursuivre ces études structurales régionales mais peut-être en les focalisant davantage sur un nombre restreint de "volcans-laboratoires", de "provinces volcaniques tests" dont on cherchera à modéliser le comportement mécanique ; nous reviendrons sur ce point.

2 - Analyses structurales locales

Il s'agit là d'un autre problème puisqu'il faut inventorier toutes les déformations d'un édifice volcanique qu'elles soient liées à la tectonique régionale, à la montée des magmas ou aux effets topographiques. De telles études ont été initiées par le PIRPSEV essentiellement à la Réunion (Piton de la Fournaise) et sur l'Etna. Il faut en fait acquérir des données quantitatives soit sur les discontinuités (failles, fissures, conduits d'émissions...), soit sur les déformations d'ensemble de l'édifice volcanique, données qui puissent servir à modéliser le comportement mécanique du volcan.

- **Des analyses structurales de surface** ont été menées sur le Piton de la Fournaise (Chevallier et Gratier, Bachélery et Thomas). Elles concernent la cinématique d'une part des failles des parties profondes du cône volcanique et, d'autre part, des fissures de sa partie sommitale. Ces données sont indispensables aux modélisations mais il faut bien dire qu'il a été difficile d'intéresser des groupes de structuralistes à ce type d'analyse. Il serait sans doute plus efficace de former à ce type d'études des volcanologues de terrain en les incitant à collaborer étroitement avec des groupes de Néotectoniciens.

- **Les déformations d'ensemble des édifices volcaniques.** Ces déformations qui précèdent, accompagnent et suivent les éruptions volcaniques, ont été étudiées très soigneusement sur plusieurs "volcans laboratoires", plus particulièrement sur le Piton de la Fournaise et sur les Afars. Le PIRPSEV a su initier là un groupe très efficace (voir rapports de BLUM et de RUEGG) utilisant une panoplie très complète de mesures : photogrammétrie, inclinométrie, géodésie... Dans ce domaine, l'action du PIRPSEV peut être considérée comme un succès.

III - MODELISATION DU COMPORTEMENT MECANIQUE DES VOLCANS

Lorsque la pression de fluide augmente dans un volcan, l'équilibre de celui-ci peut devenir instable et conduire à la ruine catastrophique de l'édifice volcanique. Deux équipes ont plus particulièrement travaillé à la modélisation d'un tel comportement.

La première (GRATIER et PAUL, Grenoble) utilise un programme de blocs non déformables déjà existant, le programme bidimensionnel de Coyne et Bellier et s'est intéressée surtout à l'éruption du Mont-Ste-Hélène qui est bien documentée. Utilisant les profils topographiques bien connus, et une coupe géologique du volcan, une montée en pression correspondant à une arrivée de magma dans le volcan a été simulée. Cette équipe a pu montrer que le coefficient de frottement entre les blocs conditionne le mode de rupture sous pression : pour une valeur de $tg\varphi = 0,5$, les deux phases de déformation, gonflement général du volcan et effondrement du graben sommital qui ont précédé l'explosion du volcan en mai 1980 ont pu être bien simulées.

Le deuxième groupe (SASSI et CAREY-GAILHARDIS, Orsay) a eu une approche différente. Il a essentiellement travaillé sur l'adaptation d'un autre programme (programme UDEC de CUNDALL) à ce type de problème. L'avantage de ce programme UDEC est qu'il permet de simuler (toujours en deux dimensions) le comportement du volcan avec des blocs ayant une déformabilité interne et en autorisant de grands déplacements. Ce programme a permis de retrouver des résultats très voisins de ceux obtenus sur le Ste-Hélène par le programme de Coyne et Bellier, bien que les approches numériques soient très différentes.

Le groupe de Tectonophysique du PIRPSEV me paraît devoir poursuivre son travail dans deux voies, l'une à long terme, l'autre à plus court terme.

A long terme, les travaux expérimentaux devraient tendre à mieux définir la cinématique de propagation, lente, des fissures par corrosion sous contrainte qui joue sans doute un rôle important avant la rupture catastrophique. Ils devraient aussi permettre de mieux définir les paramètres qui contrôlent la cinématique de la fracturation hydraulique liée à la montée du magma.

A plus court terme, il me semble indispensable de focaliser les analyses structurales, régionales et locales, sur quelques provinces volcaniques-tests, où d'autres moyens d'investigations importants (entre autre géophysiques) peuvent être concentrés. Ces analyses structurales devraient être nécessairement couplées à des essais de modélisations mécaniques des édifices volcaniques. Le passage des programmes de 2 à 3 dimensions apparaît indispensable pour une bonne compréhension du comportement mécanique de ces édifices, mais il faut en accepter le coût financier.

T TECTONIQUE

T1

CONTROLE TECTONIQUE DU VOLCANISME QUATERNAIRE DANS LE SUD DE SUMATRA (INDONESIE)

ARTHAUD François*, BAHAR Irwan**,
ETCHECOPAR Arnaud*

A Sumatra, les volcans actuels et récents sont alignés le long de la "Semangko Fault" longue de plus de 1500 km et parallèle à la zone de subduction.

Le contrôle tectonique du volcanisme peut être déduit de trois types de données:

- Analyse directionnelle des alignements de cônes adventifs et de fissures émissives,
- Etude microtectonique (et tectonique) du substratum des volcans,
- Interprétation des mécanismes au foyer des séismes.

A partir de ces données, on montre qu'un certain nombre de facteurs tectoniques contrôlent le volcanisme récent et ses relations avec les structures d'échelle crustale.

— La localisation, la migration dans le temps, l'orientation en surface des centres émissifs quaternaires sont controlées dans presque tous les cas par des fractures héritées de l'histoire anté-pliocène et non par le champ de contraintes.

— L'étude microtectonique a mis en évidence deux jeux successifs de la Semangko Fault: l'un décrochant dextre entre le Crétacé et le Pliocène : l'autre en extension NNE-SSW contemporain du volcanisme.

— L'arc volcanique correspond, au moins en surface, à une zone en distension le long de la faille et sépare deux zones en compression (fosse et bassin arrière-arc). Ce dispositif peut s'expliquer en combinant un champ de contraintes régional en compression dû à la convergence des plaques et un champ de contraintes de type hydrostatique lié à la présence de magmas en surpression par rapport à leur encaissant.

T2

TECTONIQUE COMPAREE DES ZONES VOLCANIQUES AXIALES EN ISLANDE ET AUX AFARS .

ARTHAUD, François et GRELLET, B.
LA Associé au CNRS - USTL 34060 Montpellier-Cédex

- o -

Depuis 10 M.A. les dorsales des Afars et d'Islande sont caractérisées par des dimensions et des vitesses d'extension comparables (2 à 3 cm/an pour une zone active de 200 km environ). Cependant l'extension se traduit dans les deux cas par des structures de surface tout-à-fait différentes qui traduisent une évolution et une répartition de la déformation différentes.

- Dans le cas des Afars, la tectonique est caractérisée par des systèmes de failles normales nombreuses, à rejet fort, accompagnées d'un basculement systématique des blocs vers l'extérieur du système. En dehors d'une étroite zone centrale les systèmes de fissures et de dykes sont rares. La répartition des structures est contrôlée par des fractures antérieures (directions rifts africains et Mer rouge).

- En Islande, dans la zone active, les fissures ouvertes, parfois de grandes dimensions dominent largement sur les failles normales; quand ces dernières sont exprimées en surface leur rejet est faible car compensé par des coulées plus récentes. La bordure de la zone active est marquée par des alignements de centres émissifs (et non par des failles majeures). Le pendage d'ensemble des séries est vers l'axe de symétrie. A l'échelle régionale la déformation ne semble pas contrôlée par des structures anciennes.

Les Afars et l'Islande illustrent deux cas extrêmes de champ de contraintes dans lesquels le rôle de la pression lithostatique au toit des chambres est soit faible (Afars), soit grand (Islande).

T3

SURVEILLANCE DES DEFORMATIONS DU PITON DE LA FOURNAISE PAR UN RESEAU DE STATIONS D'INCLINAISON.

P. BACHELERY*, D.B. JACKSON**, J.F. LENAT***,
A. TALIBART*** et P. TARITS***.

* Laboratoire de Geologie, Université de la Réunion
** U.S. Geological Survey, Hawaiian Volcano Observatory
*** I.P.G. Paris, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise.

Compte tenu des difficultés d'accès et de l'importance des dénivelés au Piton de la Fournaise, la mise en oeuvre d'un réseau de stations d'inclinaison constitue une des méthodes les plus efficaces pour suivre, dans le temps, les déformations de surface liées à l'activité volcanique, dans un espace aussi vaste que la caldera de l'Enclos Fouqué et les parties plus externes du massif. Le principe de ces stations, décrit par ailleurs (Talibart 1984) est de déterminer, à partir d'un nivellement de précision périodique sur des figures de petites dimensions (carré ou triangle équilatéral de 40 m de côté), les variations d'inclinaison des flancs en différents points du volcan.

Afin de limiter les charges transportées dans les zones éloignées ou d'accès difficile nous avons testé un dispositif de mires construit à l'Observatoire Volcanologique d'Hawaii. Pour ces mires la bande graduée en invar est amovible de son support ; ce dernier peut être laissé en permanence sur le terrain et seule la bande graduée est à transporter. Les supports peuvent être haubannés durant la mesure (théoriquement une seule personne peut alors effectuer toutes les opérations). Les tests ont montré que la qualité de ce matériel est adaptée aux exigences de la précision recherchée.

T4

STATION CLINOMETRIQUE SUR L'ETNA AVEC TELETRANSMISSION PAR BALISE ARGOS .

Responsable : P.A. BLUM

Le projet consistait en l'installation d'une station clinométrique à Serra-La-Nave, télétransmise par Argos, via un interface. Le retard pour la réalisation de cet interface ainsi que des discussions avec des collègues italiens ont conduit a adjoindre deux autres stations (Grotte des Colombes à Nicolosi, Observatoire Volcanologique de Pizzi Deneri). La présence en 1985 d'un géophysicien français à Catane jointe à la mise au point d'un nouvel interface Argos au laboratoire de Sismologie de l'IPG devrait permettre de rendre opérationnelles en 1985 ces trois stations.

T5

ETUDE DES DEFORMATIONS DU PITON DE LA FOURNAISE PAR PHOTOGRAMMETRIE DE PRECISION

Responsables : P.A. BLUM (IPGP), G. DUCHER (IGN)

Le dépouillement et le traitement de photographies aériennes permet, à partir de deux prises de vue, de cartographier la déformation d'environ 10 km² de la zone sommitale du Piton de la Fournaise, avec une précision d'environ 2 cm sur les coordonnées. La restitution photogrammétrique s'appuie sur un réseau géodésique d'environ 25 points dans la zone sommitale, dans et autour de la Caldera, dans l'arrière pays ; ce réseau constitue un élément majeur pour la surveillance régulière des déformations du volcan.

Marginalement à l'opération principale un réseau de microgéodésie (quelques dixièmes de mm sur la position des points) a été implanté dans le cratère Bory ; un réseau gravimétrique précis a été établi.

A partir des photos aérienne IGN (à but cartographique) on a pu calculer le volume de coulées de lave et établir des profils d'altitude (quelques décimètres de précision) de l'ensemble du volcan.

T6

FISSURATION DES ROCHES EN PRESENCE DE FLUIDES.

M. Darot - Y. Gueguen
Laboratoire de Physique des Matériaux
IPGS - 5 rue Descartes 67084 Strasbourg Cedex

La fissuration en contexte volcanique présente deux particularités essentielles : (1) il s'agit d'une fissuration à haute température et (2) il s'agit d'une fissuration en présence de fluides. Dans de telles conditions, le comportement fragile des matériaux ne peut pas être approximé par le comportement habituellement observé à basse température. Soulignons aussi que dans les conditions considérées, le comportement mécanique est dépendant du temps. Ce point est fondamental pour le développement de modèles qui s'intéressent à l'aspect prévisionnel. Les travaux effectués dans le cadre du PIRPSEV ont été essentiellement la réalisation, entre fin 82 et début 84, de l'appareil de fracturation contrôlée. Celui-ci permet d'étudier des éprouvettes de 4x40x100 mm. La charge est appliquée par l'intermédiaire de poids, mais l'appareil pourra être adapté ultérieurement sur une machine d'essai. Les performances de cet appareil D.T. sont les suivantes :

- Température : jusqu'à plus de 500°C
- Atmosphère contrôlée
- Suivi direct (optique) et indirect (capteur) de la propagation de la fissure.

Après une phase d'essais sur des éprouvettes de verre et de grès, une étude systématique sur les roches (grès, basaltes, quartz) est en cours. Seules quelques données sur des laves (andésites et basaltes) sont disponibles actuellement, mais elles n'ont été obtenues qu'à température ambiante (Waza et al., 1980). L'obtention de données réalistes est nécessaire pour l'élaboration de modèles visant à prévoir et interpréter le comportement mécanique du volcan lors d'une montée de magma.

Références : Fracture parameters in Fontainebleau sandstone : experimental study using a high temperature controlled atmosphere double torsion apparatus. M. Darot, T. Reuschlé, Y. Gueguen (en préparation pour Internal Journal of Rock Mechanics).

T7

ETUDE STRUCTURALE ET MESURES DE DEFORMATIONS A LA SOUFRIERE DE LA GUADELOUPE .

par Ph. JULIEN* et J.R. BONNETON**

*Observatoires Volcanologiques (Tour 24)-I.P.G.P.-Univ. P. et M. Curie-4, place Jussieu, 75230 PARIS CEDEX 05

**Laboratoire de Géologie (G.I.R.C.A.S.T)-Univ. Antilles-Guyane-B.P. 592 - 97167 POINTE-A-PITRE CEDEX

Dans le cadre de la surveillance de la Soufrière de Guadeloupe, une étude de la tectonique cassante du dôme volcanique a été réalisée. L'analyse structurale de deux failles actives (faille du 30 août 1976 et faille du Breislack) a permis de mettre en évidence des marqueurs tectoniques, stries en particulier, et de définir dans un plan horizontal un même état de contrainte local en plusieurs points du volcan (contrainte max : N120E ; contrainte min.: N30E).

Les déformations observées par extensométrie à la faille du 30 août 1976 (décrochement senestre accompagné d'un mouvement de serrage et d'une surrection du compartiment Est relativement au bloc Ouest) sont tout à fait compatibles avec les résultats précédents et montrent une certaine stabilité dans le temps des contraintes.

A titre indicatif, les mesures d'inclinaisons réalisées au cours des dernières années ainsi que des mécanismes aux foyers obtenus lors de crises sismo-volcaniques récentes sont présentés.

T8

ETUDE D'UN RESEAU DE MESURE DE DEFORMATIONS SUR L'ETNA (SICILE, ITALIE)

KASSER M. I.N.G. 2Avenue Pasteur 94160 ST MANDE

Cette étude financée par le PIRPSEV en 1983 avait pour finalité la conception d'un réseau optimisé de mesures de déformations. Les techniques de topographie d'aujourd'hui permettent en effet une analyse globale des déformations tant planimétriques qu'altimétriques.

Le site de l'ETNA est caractéristique et cette étude est parfaitement transposable à des quantités d'autres sites volcaniques.

Les techniques mises en jeu s'appuient :

- sur des mesures de distances de haute précision depuis des sites lointains sur des réflecteurs passifs fixés sur le volcan ;
- sur des mesures de nivellement indirect de haute précision connectant des points sur les sites réputés sensibles de l'édifice.

Le propos final est de permettre une réobservation du réseau complet en très peu de temps (quelques jours).

Une étude semblable a été commencée sur le volcan POAS au Costa-Rica.

T9

DEFORMATIONS DU SOL DE L'ETNA .

J.B. Murray

Dépt. de Physique, Univ. de Chambéry

Les résultats de ces dernières années ont montré que l'Etna se déforme d'une façon bien différente de celle des volcans soit-disant classiques (e.g. Kilauea). Cette propriété est due apparemment à :

1) une topographie plus complexe;

2) des différences dans le système de canalisations internes du volcan;

3) un déséquilibre créé par la surcharge des accumulations importantes de laves dans les zones d'éruptions récentes.

Ces conclusions entraînent des implications pour l'emplacement des appareils de surveillance sur d'autres volcans semblables, ainsi que sur la prévision des éruptions.

T10

MESURE DU VOLUME DES LAVES DE L'ETNA PAR RELEVES TOPOGRAPHIQUES .

J.B. Murray

Dépt. de Physique, Univ. de Chambéry

Les estimations du volume d'une même coulée de lave varient beaucoup selon les auteurs et les méthodes utilisées. Les évaluations faites d'après le débit des laves aux bouches éruptives se heurtent à la difficulté de déterminer la profondeur du canal effusif, à l'existence d'importants gradients de vitesse à travers le canal et en profondeur, à la présence de bouches résurgentes difficiles à identifier et au fait que toutes les bouches ne peuvent être observées en permanence. Ces incertitudes peuvent cumuler des erreurs jusqu'à 400 %. De même, la méthode consistant à estimer la surface d'une coulée et

à en déduire l'épaisseur d'après la hauteur des fronts montre des variations de 100 à 200 %, suivant les auteurs.

La seule méthode précise consiste à cartographier chaque nouvelle coulée et à comparer le nouveau relevé aux cartes précédentes (Murray, 1977, 1980). Sur la coulée de l'Etna de 1983, un relevé topographique à l'éch. de 1/10.000, comprenant plus de 350 mesures d'épaisseur réparties sur l'ensemble du champ de laves, a été effectué. Il en résulte un volume total très inférieur à la plupart des estimations faites jusqu'à maintenant. Grâce à une carte de l'I.G.M. exécutée le 4 mai, on montre aussi que le débit des laves n'a pas diminué autant que le laissaient supposer, après cette date, les observations directes, par hélicoptère ou sur le terrain. 500 mesures d'épaisseur des coulées de 1971 réservent aussi des surprises : malgré les grands écarts de volumes publiés par les auteurs sur la coulée de Citelli, la valeur calculée ici représente seulement un tiers de la plus basse de ces estimations.

De nombreuses hypothèses sur les mécanismes éruptifs, qui mettent en jeu les volumes de lave émis et les taux d'effusion, devront tenir compte de ces nouvelles données.

Réf.: U.K. Res. on Mt Etna, 1975-76, p. 9-12 (1977), et 1977-79, p. 33-42 (1980).

T11

MODELE A TROIS DIMENSIONS DU CONDUIT D'ALIMENTATION DE L'ERUPTION DE L'ETNA EN 1983, D'APRES LES MESURES DE DEFORMATION DU SOL .

J.B. Murray,
Dépt. de Physique, Université de Chambéry

A. Pullen,
Dept. of Geophysics, Imperial College of Science and Technology, London

Un réseau de nivellement et de mesures de distances horizontales sur le flanc Sud de l'Etna a été mesuré avant, pendant et après l'éruption de 1983. A l'aide de modèles théoriques de déplacements de surface, on a analysé les importants mouvements mesurés (jusqu'à 126 cm verticalement et plus de 2 m horizontalement) en vue de déterminer la forme et la localisation du conduit d'alimentation en magma de l'éruption. Les résultats montrent qu'un dyke, dont le toit s'étend à peu près horizontalement, relie le site de l'éruption à un point situé près du Cratère Sud-Est. Le sommet du dyke se trouve à une altitude de 2400 à 2500 m et s'enfonce en profondeur sous un angle de 75° à 90° vers l'Ouest.

Des indices supplémentaires montrent que le sommet du dyke actif s'est enfoncé d'environ 150 m entre le 25ème et le 95ème jour de l'éruption. En outre, une ramification secondaire du dyke, longue d'environ 1 Km, s'est mise en place à l'Est de l'intrusion principale, mais n'a pas atteint la surface.

T12

MECANISMES PHYSIQUES D'EXTRACTION DES MAGMAS DU MANTEAU .

Les études structurales menées dans divers massifs lherzolitiques montrent que l'extraction des magmas est largement subordonnée à la déformation plastique affectant ces massifs et attribuée à leur intrusion diapirique. Plusieurs stades peuvent être définis :
1) fusion partielle sans extraction : une lherzolite soumise à une déformation plastique peut contenir de façon stable jusqu'à 9 % de fusion ; 2) au-delà de ce seuil, expulsion du magma par fracturation assistée dans des lentilles décimétriques parallèles au plan d'écoulement plastique ; 3) coalescence de ces lentilles conduisant progressivement à un réseau filonien; 4) si, par ce mécanisme, une colonne de magma d'une hauteur supérieure à quelques km se crée, elle tendra à monter spontanément par fracturation hydraulique et à se nourrir en aspirant à sa base le magma dans son voisinage. Ce mécanisme extrait localement tout le magma, conduisant à des dunites résiduelles; 5) Lorsque cette colonne de magma atteint un horizon relativement superficiel et imperméable, la pression de fluide ouvre des filons jusqu'à la surface et la colonne se vide. On attribue le caractère épisodique du volcanisme des zones d'expansion à la vidange de telles colonnes. L'analyse de cette épisodicité dans le cas de la croûte océanique permet de préciser numériquement ce modèle.

T13

ENDOMMAGEMENT THERMIQUE DE ROCHES SOUS PRESSION.

Jacques PAQUET
L.A. CNRS 234 Structure et Propriétés de l'Etat Solide
Université de Lille 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex F

L'objectif de la recherche est d'évaluer l'influence de la température d'une intrusion magmatique profonde sur les roches environnantes. Le développement progressif d'un réseau fissural lors de cette élévation de température peut induire une fragilisation localisée de la croûte, fragilisation induite donc par la montée magmatique elle-même.

L'expérimentation a été menée à la fois sur des granites et des basaltes en présence d'eau dans la porosité ou à sec. Les essais ont été effectués en cellule à gaz à 350 MPa, de 20 à 700°C sur des échantillons cylindriques étanches car jaquettés.

Les propriétés mécaniques de la roche dépendent de l'endommagement provoqué d'une part par l'expansion thermique des fluides (ici H20) piégés dans les pores sous confinement et d'autre part par l'expansion thermique différentielle des minéraux. L'endommagement des roches traitées sous pression et en température est évalué indirectement en mesurant à P atm. les déformations volumiques des échantillons après traitement thermique et en mesurant les variations de la résistance à la compression. L'affaiblissement mécanique en compression est en effet directement lié à la densité de fissures et de cracks développés lors du traitement.

Une quarantaine d'essais permettent d'avancer que:
1. La résistance à la compression de basaltes sous 350 MPa de 200 à 700°C chute d'un facteur 2, ce qui indique le développement certain d'un réseau fissural. Néanmoins aucune déformation volumique n'accompagne cet affaiblissement. On propose donc un effet de dilatance sous pression lié à l'expansion des pores et un effet de contractance lié par exemple à la déshydratation des minéraux hydratés de la roche.
2. La résistance à la compression de granites traités dans les mêmes conditions diminue avec T et s'effondre lors de la transition quartz α = quartz β. Il y a dilatation rémanente importante des échantillons hydratés.

Ces résultats soulignent l'influence de T sur l'affaiblissement des matériaux. Par sa température, le magma fragilise les terrains qu'il traverse. Ces travaux débouchent actuellement sur des essais de fissuration lente à différentes températures sur des granites et des basaltes.

T14

MESURES DE CONTRAINTES DANS LA REGION DE L'ETNA .

C.PAQUIN
Laboratoire de Géophysique et Géodynamique Interne.
E.R.A. 804. Université Paris-Sud 91405 Orsay.

En 1983 et 1984, j'ai effectué deux campagnes de mesures de contraintes tectoniques au voisinage de l'Etna. La technique de mesures utilisée est une technique de surcarottage autour de jauges de déformation de type C.S.I.R., collées au fond de forages peu profonds (6 mètres au maximum). Les mesures founissent, directement par un calcul rapide, les valeurs des déformations principales horizontales et la direction des axes principaux correspondants. Au laboratoire, on vérifie l'homogénéité des roches et on détermine leurs coefficients élastiques. On peut, alors,

obtenir les contraintes principales horizontales: leur intensité, leur azimut.

Les sites de mesures choisis recouvrent une région qui va du Nord de l'Etna (Alcantara) à l'avant pays (plateau Ibléen), afin de pouvoir préciser l'influence de l'édifice volcanique sur la tectonique régionale. Les forages ont été effectués dans du basalte Plio-Pléistocène à Vizzini, dans de la calcarénite près de Lentini, et dans des coulées de trachyandésites autour de l'Etna.

Ces deux campagnes ont montré l'existence de deux domaines tectoniques différents. Au pied du versant Nord de l'Etna, le champ des contraintes est compressif (l'azimut de la contrainte principale horizontale maximale étant N-5°-E). Les sites de mesures situés plus au Sud indiquent, par contre, un champ des contraintes en extension (azimut de la contrainte principale horizontale maximale compris entre N-20°-E et N-40°-E). Ce changement radical du régime des contraintes (il s'effectue en quelques dizaines de kilomètres) semble lié au système de failles Mt.Kumeta-Alcantara, mais il peut, également, refléter l'existence d'un accident local, qui pourrait être l'affaissement du versant Nord de l'Etna, par exemple.

T15

MESURES DE CONTRAINTES IN SITU DANS UN EDIFICE VOLCANIQUE DE L'EGEE : MILOS .

C.PAQUIN
Laboratoire de Géophysique et Géodynamique Interne.
E.R.A.804. Université PARIS-SUD. 91405 ORSAY.

L'île de Milos appartient à l'arc Egéen interne. Elle est, avec Santorin, Nissyros et Egine, un témoin d'un volcanisme Sud Egéen. Ce volcanisme, à Milos, présente quatre phases. La dernière de ces phases est caractérisée par deux volcans très jeunes.

Le but de nos travaux était de mesurer les contraintes in situ, dans des roches volcaniques correspondant à des phases différentes, et de les comparer aux contraintes mesurées dans du calcaire Mésozoïque-Eocène du Sud de l'île, pour déterminer l'influence éventuelle, sur la tectonique régionale actuelle, d'une activité volcanique récente. Nous avons donc travaillé

1) dans une Rhyolite de la 3ème phase datée environ 1 million d'années.

2) dans une Andésite, extrusive de la phase II d'âge 2,5 millions d'années.

Les calcaires de Milos s'étant révélés être inaccessibles à notre technologie, ou de mauvaise qualité mécanique, j'ai préféré faire le forage dans un marbre, dans l'île voisine de Sifnos, à 30km au Nord-Est de Milos. Nous avons obtenu les résultats suivants:

site:	roche:	σ H.max:	σ H.min:	azimut σ H.min:
Milos	Rhy.	-15 bar	-30 bar	N-162°-E
Milos	And.	-15 bar	-35 bar	N-165°-E
Sifnos	Mar.	-25 bar	-30 bar	N-168°-E

Le caractère prédominant de cette région reste l'extension. L'azimut et l'intensité des contraintes horizontales mesurées à Milos et à Sifnos sont très voisins. L'édifice volcanique ne semble pas jouer un rôle actuel dans la tectonique régionale, et les roches volcaniques n'ont pas enregistré de contraintes résiduelles, lors du refroidissement.

T16

MODELISATION DU COMPORTEMENT MECANIQUE DES VOLCANS .

1)Caractères structuraux du Piton de la Fournaise

L. CHEVALLIER, J.P. GRATIER

LC : Université de Stellenbosh Afrique du Sud ; JPG : IRIGM,GRENOBLE

La stabilité des édifices volcaniques conditionne le développement des phases éruptives lorsque la pression des fluides augmente en période de crise. Pour comprendre l'évolution du comportement mécanique d'édifices aussi hétérogènes, avec l'effet des nombreux paramètres (géométriques et thermodynamiques), une modélisation numérique par la méthode BLOC est bien adaptée. Elle permet d'étudier jusqu'à la rupture le comportement d'un édifice, formé de la juxtaposition de blocs indéformables, sous l'action de chargements mécanique et thermique.

Nos études ont porté à la fois sur le développement de la méthode (voir Paul et al, ibid) et sur l'acquisition des données à utiliser dans cette modélisation. Comme beaucoup de ces données sont souvent des hypothèses cette modélisation est d'abord un outil de vérification de la compatibilité des hypothèses entre elles et avec les quelques données objectives, en respectant les exigences des lois mécaniques.

Il fallait notamment s'assurer que la déformation d'un édifice volcanique est bien accommodée par des jeux de blocs. C'est ce qui apparaît par l'analyse structurale de surface du Piton de la Fournaise où l'on montre que l'activité volcanique s'accompagne du déplacement de grands panneaux limités par des zones de discontinuité (en glissement ou en extension) avec intrusion de laves. L'analyse du déplacement le long de ces discontinuités (déduite de l'observation de fissures en échelon) et celle de la concomitance des émissions de lave associées permet de proposer un modèle géométrique simple valable pour 77% des éruptions. L'activité volcanique est associée au déplacement horizontal d'une partie de l'édifice, cette partie déplacée étant limitée par une ride éruptive en forme d'arc de cercle dont la géométrie évoque celle de grands glissements.

T17

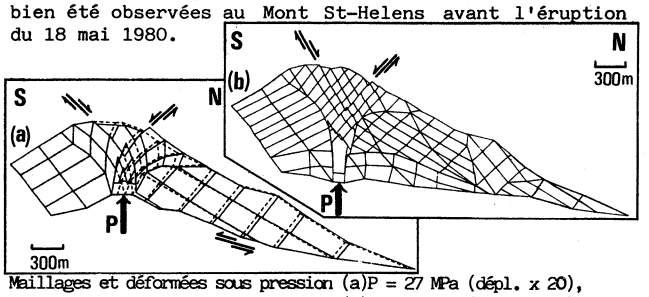
MODELISATION DU COMPORTEMENT MECANIQUE DES VOLCANS

2)Modèle numérique du Mont St-Helens par la méthode des blocs

A. PAUL, J. BOUDON , J.P. GRATIER

AP-JPG:IRIGM, Univ.GRENOBLE ; JB: Coyne & Bellier, PARIS

Afin de tester les possibilités d'une application de BLOC aux volcans, nous nous sommes intéressés à l'éruption très bien documentée du Mont St-Helens. En utilisant les profils topographiques et une coupe géologique du volcan, trois modèles bi-dimensionnels de complexités différentes ont été construits. Nous les avons soumis à une montée en pression simulant l'arrivée de lave dans le volcan, et dans certains cas à une accélération horizontale simulant un séisme. Diverses relations entre coefficient de frottement entre blocs (tg ϕ), valeur et point d'application de la pression, valeur de l'accélération horizontale d'une part, et déplacements horizontaux, verticaux, inclinaisons en surface d'autre part, ont été établies. Nous avons ainsi pu montrer que : (1) le nombre de blocs n'influence pas trop le comportement du modèle, (2) la valeur de tg ϕ conditionne le mode de rupture sous pression, (3) pour tg ϕ = 0.5, le processus de déformation comprend deux phases : gonflement général de faible amplitude, puis effondrement d'un graben sommital associé au bombement du flanc Nord (fig.). Ces dernières déformations ont bien été observées au Mont St-Helens avant l'éruption du 18 mai 1980.



Maillages et déformées sous pression (a)P = 27 MPa (dépl. x 20), (b)P = 85 MPa (dépl. x 10)

T18

APPLICATION DE LA METHODE AUX ELEMENTS DISTINCTS A L'ETUDE DU COMPORTEMENT MECANIQUE D'UN EDIFICE VOLCANIQUE .

SASSI W., CAREY-GAILHARDIS E., Laboratoire de géologie dynamique interne, université d'Orsay Paris XI.

Afin de modéliser numériquement le comportement mécanique d'un édifice volcanique, nous nous sommes intéressés à la méthode dite aux éléments distincts "UDEC"*, proposée puis développée par P.A.CUNDALL depuis une dizaine d'années. Le modèle UDEC est basé sur un procédé d'intégration numérique par itérations au sens des différences finies centrées sur le temps et permet de traiter des problèmes (de types statique, quasi-statique ou dynamique) de déformation de structures bidimensionnelles.

A partir de la version Mars83 de UDEC, nous avons mis en place au CIRCE, une version modifiée, qui nous a permis d'appliquer ce modèle à différents exemples de déformation cassante. En particulier, nous avons vérifié que UDEC permettait de retrouver les résultats de l'étude de stabilité d'édifices volcaniques faite par la méthode "BLOC" (Bull.PIRPSEV n*80), bien que les deux approches numériques soient différentes. En effet, la méthode UDEC présente des avantages importants:

- elle permet de grands déplacements entre les blocs.
- les blocs peuvent avoir des propriétés de déformabilité interne.

UDEC nous apparaît comme un outil bien adapté aux problèmes de déformations cassantes en présence de discontinuités macroscopiques (joints, diaclases, failles).

* Universal-Distinct-Element-Code.

T19

ETUDES MICROTECTONIQUES DU VOLCAN DE LA FOURNAISE (ILE DE LA REUNION)

THOMAS Pierre, Lab. Geol. Dyn. Int., Université Paris XI 91405 Orsay cedex.

Nous avons entrepris l'étude microtectonique du Piton de la Fournaise en recherchant des microstructures (stries, lenticulations, ...) sur le trajet des grands accidents tectoniques déterminés par P. Bachelery (caldera) afin de préciser la nature exacte des mouvements tectoniques ayant affecté l'édifice. Nous avons pu faire les observations suivantes:

-nous n'avons pas trouvé de stries sur les parties superficielles des "remparts" des calderas (mouvements sous faible charge);

-les observations effectuées au fond des vallées (mouvements relatifs s'étant fait sous 1000 m de charge) ont révélé de nombreux plans striés;

-bien que situés à l'emplacement d'une caldera, la majorité des plans striés font un angle d'une trentaine de degrés avec la direction locale de la caldera; par contre ces failles ont la même direction que des linéaments visibles en photos aériennes;

-la majorité des failles montre un mouvement principalement décrochant, avec souvent une composante inverse non négligeable, alors que ces miroirs sont situés à proximité d'une caldera, structure réputée pour ces mouvements essentiellement normaux.

Au niveau du site situé au fond de la Riviere de l'Est (site où les failles sont les plus nombreuses), le mouvement résultant déduit des failles observées est un mouvement d'allongement vers le S.E. . Ce mouvement n'est pas le mouvement propre principal de la caldera; il semble incompatible avec l'extension du "rift" de la Reunion (extension NE-SW). Il semble également incompatible avec une dérive gravitaire selon la ligne de plus grande pente locale (N 20). Ce mouvement par contre semble compatible avec une dérive selon la pente du socle (N 125). La présence d' une composante inverse montre qu'il ne s'agit pas d'une dérive gravitaire pure. A titre d'hypothèse, nous proposons que ces mouvements observés résultent d'une combinaison entre dérive gravitaire et mouvements de type inflation/déflation.

VOLCANS LABORATOIRES

L'ETNA : SYNTHESE DES CONNAISSANCES ACTUELLES

J.C. TANGUY

PIRPSEV, 77 avenue Denfert Rochereau, 75014 Paris

Trois thèses d'état récentes [10, 17, 32] ont permis de faire le point sur les recherches concernant l'Etna. Par ailleurs, de nombreuses actions ont été entreprises, depuis une quinzaine d'années, concernant surtout l'étude de l'activité volcanique. Ces recherches ont été ensuite fédérées par le PIRPSEV, tant pour l'expérimentation in situ, dans des conditions contraignantes et agressives, de nouveaux appareillages, que pour l'étude fondamentale du volcan et de ses mécanismes éruptifs.

L'Etna, le plus grand et le plus actif des volcans d'Europe, domine la côte orientale de la Sicile où il s'étale sur une base elliptique d'environ 1250km2 [45 Km N-S x 35 Km E-W]. Son altitude varie sans cesse selon l'activité persistante de ses 4 cratères sommitaux : elle est actuellement [sept. 1984] de 3350m au cratère Nord-Est [21]. Le soubassement sédimentaire, par suite d'un important soulèvement survenu depuis le Quaternaire, atteint 1000m d'altitude au NW et sans doute plus encore sous le Cratère central, si bien que le volume total des produits volcaniques ne doit guère excéder 350Km3.

Un volcanisme pré-etnéen, probablement alimenté par des fissures, a produit de rares mais puissants épanchements de basaltes tholeiitiques [17, 32]. Certains de ceux-ci ont contribué à combler un large golfe marin [pillow-lavas]. Ces premières éruptions ont commencé il y a environ 300.000ans et sont devenues plus centrées et plus fréquentes vers 150.000ans BP [10, 17], commençant à édifier l'Etna proprement dit. En même temps, la composition chimique du magma évoluait vers des basaltes alcalins à structure porphyrique.

Le massif de l'Etna est un strato-volcan complexe résultant de cette activité plus centrée :

- L'Etna primordial s'est développé à 7Km environ à l'ESE du sommet actuel. Il s'est progressivement effondré en une vaste caldeira -ou peut-être simple glissement en masse du flanc oriental vers la mer- dont les limites ont été décelées d'après la morphologie actuelle [17]. Bien que comprenant quelques affleurements de tholeiites "transitionnelles", l'Etna primordial est constitué, dans sa majeure partie, de laves alcalines porphyriques, allant des basaltes alcalins aux mugearites, en passant par des hawaiites porphyriques typiques de l'Etna, ou "etnaïtes" [32].

- Le cône du Trifoglietto a été construit entre 70.000 et 50.000ans BP [10], légèrement à l'WNW de l'axe du précédent. Son effondrement a ensuite contribué à former, en plusieurs épisodes, la fameuse Valle del Bove, caldeira complexe d'environ 7Km sur 5 qui entaille le massif vers l'E [9, 18]. Le Trifoglietto, volcan relativement explosif, comporte de nombreuses couches de matériaux pyroclastiques et de coulées de composition alcaline : hawaiites et mugearites porphyriques, à teneur en TiO_2 plus basse que l'ensemble des produits etnéens et comportant souvent de la kaersutite.

- Des centres post-Trifoglietto ont été reconnus encore plus à l'W, dont un seul, le Cratère Elliptique, peut être clairement identifié. Le processus de différenciation atteignit ici son point culminant, produisant des trachy-andésites et trachytes aphanitiques [32]. Les éruptions finales

provoquèrent encore une fois l'effondrement du sommet et donnèrent lieu à des coulées pyroclastiques, il y a de cela 14.000ans [18].

- L'Etna actuel, ou Mongibello, s'est développé à l'intérieur de la caldeira du Cratère Elliptique, qu'il a maintenant presque complètement comblée par des coulées d'hawaiites basaltiques riches en Ca et Al ("etnaïtes"). De rares éruptions excentriques de basaltes alcalins, presqu'aphyriques, se sont aussi produites, principalement sur le versant W. Ces dernières années, une modification de la composition chimique du magma est intervenue [32, 34, 37], qui pourrait être mise en relation avec une intense activité.

Actuellement [32, 35], l'activité persistante intéresse un ou plusieurs des cratères sommitaux : dégazage plus ou moins virulent avec projections de cendres, lambeaux de lave, etc..., souvent accompagné de petites coulées subterminales qui durent des mois et des années sans interruption et contribuent à surélever la zone située au-dessus de 2500m d'altitude. De temps à autre, cette activité centrale culmine en violents paroxysmes avec fontaines de lave et débordement de coulées rapides, mais de courte durée (quelques heures ou quelques jours). Les éruptions fissurales, ou latérales, durant quelques jours ou quelques semaines (rarement jusqu'à plusieurs années), se produisent à des intervalles irréguliers (quelques mois à plus de 50 ans), par fracturation d'un ou plusieurs des flancs du massif. Vers l'amont de la fissure, les projections édifient des cratères et cônes monogéniques, tandis qu'en aval s'épanchent des flots de lave bouillonnante, avec un débit (10 à 300m3/sec) très supérieur à celui des coulées de l'activité centrale (1 à 10m3/sec). De ce fait, les coulées latérales parcourent une grande distance avant de se pétrifier et représentent un danger essentiel pour les activités humaines.

Les documents écrits concernant l'activité de l'Etna remontent jusqu'en 479 avant J.C. Mais l'interprétation de ces témoignages anciens et peu précis a souvent conduit les auteurs modernes à des extrapolations erronées : un contrôle paléomagnétique démontre que des cônes et coulées attribués à certaines éruptions ont en fait été produits par d'autres, les écarts atteignant souvent plusieurs siècles, parfois plus d'un millénaire [32, 33].

Les cratères et fentes éruptives sont particulièrement abondants dans les secteurs S et NNE de l'Etna, définissant des zones de rift, peut-être en relation avec une tectonique de glissement vers l'E affectant le substratum du versant oriental. D'autres lignes de faiblesse, notamment SW-NE et NW-SE, conditionnent les mécanismes structuraux des éruptions, dont l'explosivité est éventuellement renforcée par des phénomènes phréatomagmatiques [17, 18, 19].

Les investigations géophysiques et géochimiques entreprises sous l'impulsion du PIRPSEV ont fait progresser les connaissances dans deux directions complémentaires : la structure interne du volcan et la surveillance de son activité. En ce qui concerne le premier point, quelques résultats peuvent être avancés :

- absence probable d'un grand réservoir magmatique [8], mais existence de larges fissures profondes [18, 20, 25, 26], éventuellement remplies de magma, ce qui pourrait être à l'origine de zones fortement conductrices à quelques kilomètres de profondeur [8, 13] ;

- développement d'intrusions magmatiques à partir de la zone centrale, à des profondeurs relativement modestes (quelques centaines de mètres), du moins pour les éruptions les plus récentes [5, 23, 28]. Il faut souligner que,

pour la première fois, la forme et les dimensions d'un conduit magmatique latéral ont pu être déterminés avec précision à l'Etna.

- présence d'une nappe phréatique dans la zone centrale du volcan [27], pouvant être à l'origine d'éruptions anormalement explosives.

- existence d'axes structuraux privilégiés (par exemple NW-SE) le long desquels se déclenchent des séismes jusqu'à 45Km de profondeur [14].

La mise en oeuvre de techniques puissantes [15] devrait encore améliorer la connaissance de la structure du volcan.

La conjugaison de nombreuses méthodes de surveillance [1, 2, 3, 4, 6, 7, 11, 12, 14, 16, 22, 24, 29, 30, 31] conduit aux observations suivantes :

- activité sismique anormale enregistrée plusieurs heures avant chacune des éruptions récentes [3, 14] ;

- déformations du sol à longue période en certains points du massif, permettant de localiser les zones à risque éruptif [22] ;

- fluage du haut versant Nord, sans doute sous le poids des innombrables coulées émises ces dernières décennies par le Cratère NE [22, 24] ;

- mise en évidence de variations gravimétriques importantes pouvant être reliées à des mouvements de magma [11] ;

- mise en évidence d'anomalies thermiques [1, 2, 6, 12] ;

- variations de polarisation spontanée et température du sol, en particulier avant l'éruption de 1983 [3, 4, 7, 20] ;

- anomalies à très courte période du comportement du champ géomagnétique sur le volcan [29] ;

- anomalie du flux de radon [30].

En outre, de nombreuses recherches ont été effectuées sur les gaz et aérosols de l'Etna : les résultats en sont présentés dans le groupe spécialisé de cette discipline. On retiendra les énormes quantités de S et Cl émises quotidiennement, même en période d'activité persistante normale.

La vitalité actuelle de l'Etna fait en sorte que rares sont les années où la topographie d'une zone ou une autre ne se trouve pas modifiée. Aussi extraordinaire que cela puisse paraître, les cartes d'état-major disponibles remontent à 1967... Il convient donc de procéder fréquemment à de nouveaux levés : la réitération de ceux-ci permet la mesure, au sens strict du terme, des volumes des produits émis [21, 22, 38].

Pour terminer, on soulignera les bons résultats obtenus dans la mise au point d'appareils de terrain fiables, dont certains n'ont pas leur équivalent dans le monde. Ainsi, grâce à un réseau de télésurveillance ARGOS, protégé contre les effets de la foudre, les variations de température et polarisation spontanée du sol ont pu être enregistrées en continu pendant deux ans au sommet de l'Etna [1, 3, 31]. De même, l'implantation de stations sismologiques télétransmises par ARGOS [14] ont renforcé considérablement le réseau classique de l'Institut des Sciences de la Terre de Catane, en des points où la transmission par les procédés usuels est impossible.

REFERENCES

(1) ARCHAMBAULT C., 1982 - Télésurveillance thermique du volcan Etna. ARGOS Newsletter N°15. Idem. Nouvelles de France, n°120, févr.1983.

(2) ARCHAMBAULT C., STOSCHEK J., TANGUY J.C., 1980-1984 - Analyse et surveillance thermiques d'édifices volcaniques. Bull. PIRPSEV n°11, et ce volume.

(3) ARCHAMBAULT C., PAMBRUN C., TANGUY J.C., 1984 - Observation à distance de l'activité volcanique. Ce volume.

(4) AUBERT M., AUBY R., BOURLET F. et Y., 1984 - Surveillance de l'activité de l'Etna à partir de l'étude des zones fumerolliennes. Bull. Volc. (ég. ce vol.).

(5) AUBERT M., KIEFFER G., 1984 - Evolution d'une intrusion magmatique dans le flanc Sud de l'Etna entre Juin 1982 et Juin 1983. Résultats de potentiel spontané et essai d'interprétation. C.R. Ac. Sci., 298, II, 379-382 (ég. ce vol.).

(6) BONNEVILLE A., VASSEUR G., KERR Y., 1983-84 - Analyses de thermographies satellite sur l'Etna. Bull. PIRPSEV n°71-72 (ég. ce vol.).

(7) BOURLET Y. et F., 1983 - Etudes microclimatiques sur les versants sud et Nord-Est de l'Etna. Bull. PIRPSEV n°63 et 73. Traitement statistique : ce volume.

(8) BOYER D., PHAM V.N., THERME P., AINARDI J.L., 1982 - Etude des zones fissurales au Sud du cratère central par profilage Tellurique-Tellurique et détection des réservoirs magmatiques par Sondage Magnéto-Tellurique profond. Bull. PIRPSEV n°70.

(9) COMPARE D., 1981 - Recherches sur les dykes et leur encaissant dans la Valle del Bove de l'Etna. Bull. PIRPSEV n°37 - 1984 : Signification structurale des dykes de la Valle del Bove. Ce volume.

(10) CONDOMINES M., 1981 - Chronologie et géochimie du volcanisme récent : l'apport du déséquilibre radioactif 230Th/238U. Thèse doct. ès-sci., Univ. Paris 7, 282p.

(11) CORON S., GUILLAUME A., 1984 - Gravimétrie à l'Etna, 1982-1983. Bull. PIRPSEV n°83.

(12) DECHAMBENOY C., TABBAGH A., TABBAGH J., 1984 - Cartographie des anomalies de température sur l'Etna et le Vulcano par radiométrie aéroportée. Ce volume.

(13) DUPIS A., DECRIAUS J.P., 1984 - Résultats des mesures magnéto-telluriques effectuées sur l'Etna pendant les éruptions de 1983 et 1984. Ce volume.

(14) GLOT J.P., GRESTA S., PATANE G., POUPINET G., 1984 - Seismic activity during the 1983 etna eruption. Bull. Volc. - Surveillance sismologique de l'Etna au moyen du système ARGOS. Ce volume.

(15) HIRN A., NERCESSIAN A., TARANTOLA A., FERRUCCI F., Sismique transmission à haute résolution en trois dimensions. Projet PIRPSEV 1983.

[16] KASSER M., 1984 - Le georan II, appareil de mesure de distances à deux couleurs. Etude d'un réseau de mesure de déformations sur l'Etna. Ce volume.

[17] KIEFFER G., 1984 - Thèse doct. ès-sciences, Univ. de Clermont-Fd.

[18] KIEFFER G., 1980 - Exposé de résultats obtenus dans le cadre d'un projet de recherche portant essentiellement sur la volcanologie de l'Etna. Bull. PIRPSEV n°29.

[19] KIEFFER G., 1983 - L'évolution structurale de l'Etna et les modalités du contrôle tectonique et volcano-tectonique de son activité : faits et hypothèses après les éruptions de 1978 et 1979. Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys., 24, 129-152. - Déplacement progressif vers l'Est des voies d'alimentation magmatique de l'Etna. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXV, 369-378.

[20] MASSENET F., TETJEP W., PHAM V.N., 1981-82 - Campagnes géophysiques à l'Etna, Mai-Juin 1981 et Sept.-Octobre 1982 : résultats de Polarisation spontanée. Bull. PIRPSEV n°47 et 75. - Thèses 3° cycle, 1983.

[21] MURRAY J.B., 1981, Sommità del Monte Etna. Carte au 1/5.000.

[22] MURRAY J.B., 1981 - Les déformations de l'Etna à la suite de l'éruption de Mars 1981. Bull. PIRPSEV n°57.

[23] MURRAY J.B., PULLEN A., 1984 - Three dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Etna volcano, from ground deformation measurements. Bull. Volc.

[24] PAQUIN C., 1984 - Mesures de contraintes dans la région de l'Etna. Ce volume.

[25] PHAM V.N., BOYER D., KIEFFER G., 1979 - Localisation précise d'une fissure profonde sous les Monts Silvestri (Etna) par les méthodes électromagnétiques et sa relation avec la rift zone du volcan. C.R. Ac. Sci., 289 D, 69-72.

[26] PHAM V.N., BOYER D., KIEFFER G., 1980 - Sur l'existence d'une zone de forte conductivité électrique, en relation avec les éruptions sur le versant NE de l'Etna. C.R. Ac. Sci., 290 D, 443-446.

[27] PHAM V.N., BOYER D., KIEFFER G., 1982 - Sur la structure interne profonde d'un secteur du flanc Sud de l'Etna et sa relation avec l'évolution structurale du volcan sicilien. C.R. Ac. Sci., 295, II, 891-894.

[28] PHAM V.N., BOYER D., TANGUY J.C., 1983 - Sur le mécanisme de l'éruption de Mars 1983 à l'Etna d'après les mesures de Polarisation Spontanée. C.R. Ac. Sci., 297, II, 177-180.

[29] POZZI J.P., SIMON G., MARTIN Y., ZLOTNICKI J., COUTIN S., MENVIELLE M., MOUSNIER P., 1984 - Mesures volcanomagnétiques sur l'Etna : particularités des variations mesurées. Ce volume.

[30] SEIDEL J.L., MONNIN M., 1984 - Mesures de Radon 222 dans le sol de l'Etna : 1980-1983. Bull. Volc.

[31] TABBAGH J., 1983-84 - Banque des données reçues par ARGOS : sommet de l'Etna. Bull. PIRPSEV n°82 et 88.

[32] TANGUY J.C., 1980 - L'Etna : étude pétrologique et paléomagnétique ; implications volcanologiques. Thèse doct. ès-sci., Univ. Paris 6, PIRPSEV éd., 618p.

[33] TANGUY J.C., BUCUR I., THOMPSON J.F.C., 1984 - Contrôle de l'âge des laves historiques de l'Etna par le paléo et l'archéomagnétisme. Ce volume.

[34] TANGUY J.C., CLOCCHIATTI R., 1984 - Pétrologie et minéralogie des laves actuelles de l'Etna (1977-1984). Ce volume.

[35] TANGUY J.C., PATANE G., 1984 - Activity of Mount Etna, 1977-1983 : volcanic phenomena and correlated seismic tremor. Bull. Volc. - Surveillance de l'activité actuelle de l'Etna. Ce volume.

[36] CLOCCHIATTI R., METRICH N., 1984 - La cristallisation des pyroclastes des éruptions etnéennes de 1669 (Mts Rossi) et 1892 (Mts Silvestri) : témoignages de contamination. Bull. Volc.

[37] JORON J.L., TREUIL M., VILLEMANT B., 1984 - Géochimie des laves récentes de l'Etna. Bull. Volc.

[38] MURRAY J.B., 1984 - Déformations du sol de l'Etna. - Mesure du volume des laves de l'Etna par relevés topographiques. - (avec A.Pullen) Modèle à trois dimensions du conduit d'alimentation de l'éruption de l'Etna en 1983, d'après les mesures de déformation du sol. Ce volume.

LE PITON DE LA FOURNAISE, ILE DE LA REUNION

J.KORNPROBST (*), P.BOIVIN (*), J.F.LENAT (***), P.BACHELERY (**), A.BONNEVILLE (***), P.DUPONT (*), J.LECOINTRE (*), J.L.SEIDEL (****), P.THOMAS (*****) et P.VINCENT (*)

* Université de Clermont II, LA 10 et IOPG
** Université de La Réunion
*** Observatoire volcanologique de La Réunion, IPGP
**** Université de Clermont II, Laboratoire de Physique corpusculaire
***** Université d'Orsay, ERA 504

A - LES VOLCANS REUNIONNAIS : HISTORIQUE ET SITUATION STRUCTURALE

Située à environ 700km à l'Est de Madagascar dans le Bassin des Mascareignes, l'Ile de la Réunion s'élève à 7000mètres au dessus des fonds de l'Océan Indien occidental. Elle est constituée de 2 boucliers hawaïens partiellement émergés -le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise- et d'un vaste appareil sous marin récemment mis en évidence à l'Est de l'Ile (Fig.1). Prenant comme référence le taux actuel de production de magma (0.26 à 0.32 m3/s), l'édification de l'Ile aurait débuté il y a 6 ou 10Ma.

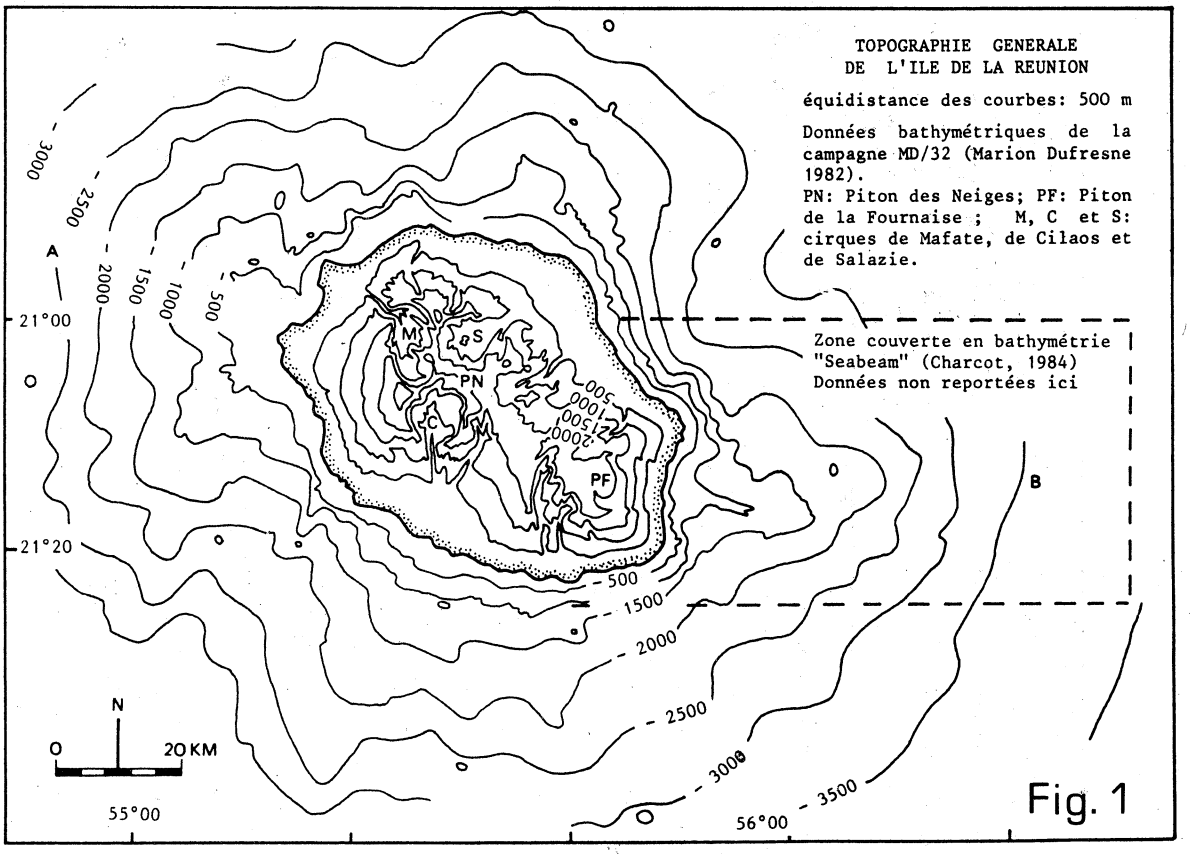


Fig. 1

1) Point culminant de l'île (3069m), le massif du Piton des Neiges comporte deux unités principales :

a - le fondement du massif est constitué de produits dont les plus anciens remontent à plus de 2 millions d'années ; les empilements de coulées et de

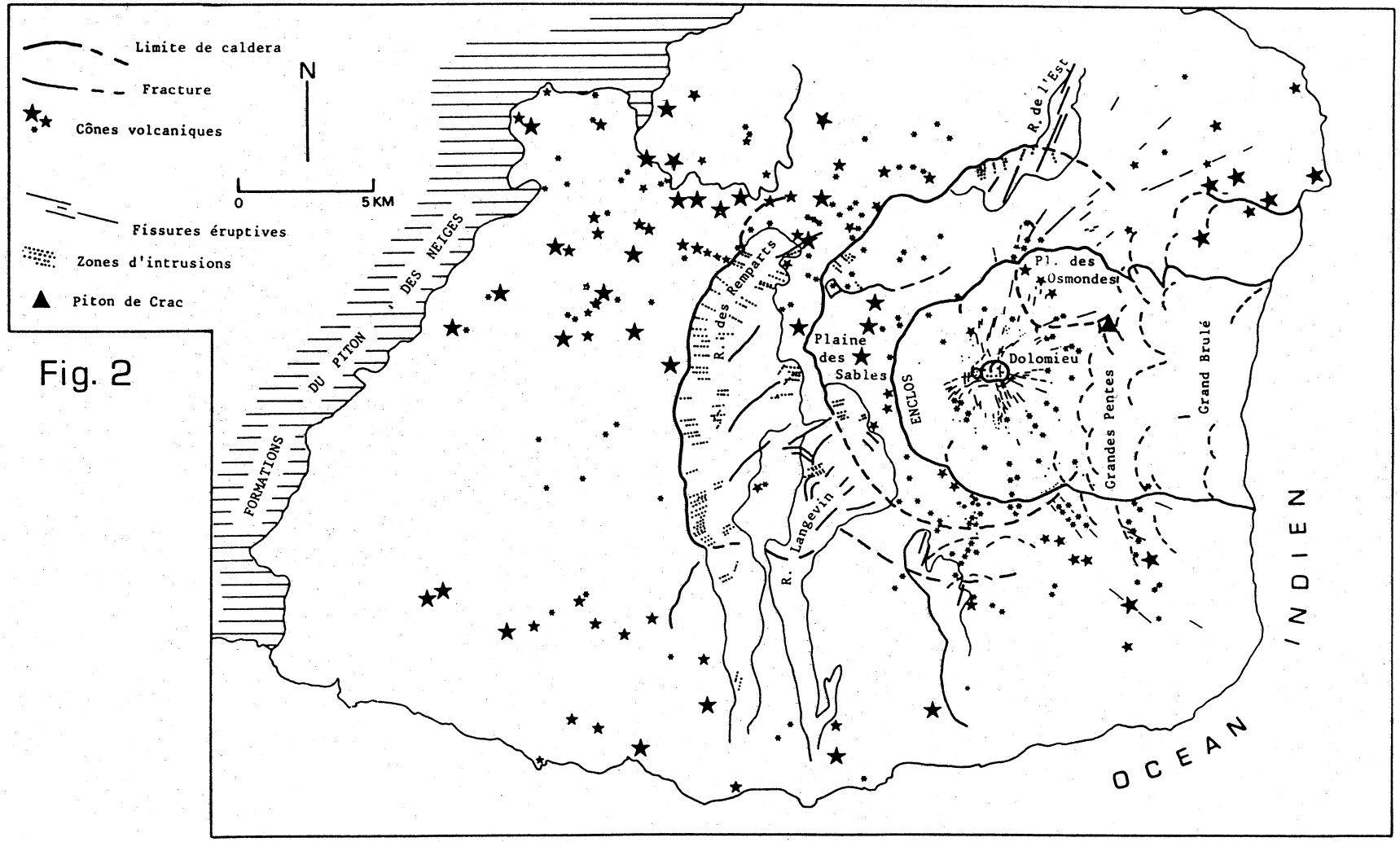

Limite de caldera
Fracture
Cônes volcaniques
N
0
5 KM
Fissures éruptives
Zones d'intrusions
Piton de Crac
FORMATIONS DU PITON DES NEIGES
R. des Remparts
R. Langevin
R. de l'Est
Pl. des Osmondes
Plaine des Sables
ENCLOS
Dolomieu
Grandes Pentes
Grand Brulé
OCEAN INDIEN

Fig. 2

projections, d'abord sous-marines puis aériennes, sont de nature basaltique et océanitique transitionnelle ; ce premier cycle s'est achevé il y a 430.000ans par la formation d'une vaste pré-caldera de 30km de diamètre ; une phase d'érosion d'une durée de 80.000ans et l'installation d'une chambre magmatique superficielle ont suivi cet événement ;

b - à partir de 350.000ans BP, une série différenciée alcaline complète (des hawaiites aux trachytes) a été émise à partir de ce réservoir ; d'importantes manifestations explosives (ponces et ignimbrites) ont amorcé, il y a 70.000ans, la formation d'une seconde caldera (15km de diamètre) associée à un système en "cone sheet". L'activité du Piton des Neiges s'est achevée il y a environ 20.000ans par l'édification d'un cône strombolien sommital.

2) Le Piton de la Fournaise, objet principal de ce résumé (Fig.2), a commencé à fonctionner il y 380.000ans environ sur le flanc SO du Piton des Neiges, alors que l'activité de ce dernier volcan persistait : les produits des deux appareils sont en effet intercalés en différents points de l'île.

L'histoire du Piton de la Fournaise comporte 4 phases éruptives séparées par l'apparition de 3 calderas :

a - la phase I (380.000 à 175.000ans BP) a édifié le "bouclier primitif", localement discordant sur des laves différenciées du Piton des Neiges ; cet épisode s'est achevé par la formation d'une vaste caldera polylobée (Rivière des remparts) de plus de 15km de diamètre (caldera I) ;

b - la phase II (175.000 à 37.000ans BP) s'est traduite par le remplissage de la caldera I, les basaltes émis étant localement discordants sur la série inférieure ; cette phase s'est terminée avec l'apparition d'une nouvelle caldera (caldera II : Plaine des Sables - Rivière de l'Est) de 13km de diamètre environ ;

c - la phase III (29.000 à moins de 4750ans BP) a provoqué le remplissage de la caldera II et l'effondrement de la caldera III, actuel "Enclos", de 8km de diamètre ;

d - plus de 96% des éruptions de la phase IV, ou phase actuelle, ont eu lieu à l'intérieur de la caldera de l'Enclos, la majorité d'entre elles selon un système de fissures radiales par rapport aux cratères sommitaux Bory et Dolomieu ; la répartition de ces fissures fait apparaître au Nord et au Sud de ces cratères, deux axes préférentiels de fracturation (respectivement N 10-20° et N 160-170°) se prolongeant hors Enclos par des rides topographiques d'orientation NE et SE auxquelles sont associées d'importantes anomalies magnétiques et un fort degré de fissuration ; ces structures, interprétées comme des "rift-zones" au sens hawaïen, ont été le siège des cinq éruptions latérales hors-Enclos connues historiquement (1708, 1774, 1776, 1800, 1977).

Depuis 1760, le Cratère Bory (0,3km x 0,25km) n'a pas connu d'importante phase d'activité éruptive. Le Dolomieu (1,1 x 0,75km) fut en revanche fréquemment actif, connaissant une succession de remplissages et d'effondrements ; de 1760 à 1860 il fut le siège de plusieurs explosions phréatiques et phréatomagmatiques et celui d'un lac de lave observé notamment en 1801 et 1852.

Chacune des phases d'activité de la Fournaise paraît correspondre à un cycle éruptif singulier marqué pétrographiquement par un enrichissement en plagioclase des produits au cours du temps, traduisant une différenciation au niveau des réservoirs magmatiques. La structure polylobée de la caldera I pourrait traduire l'existence de deux ou plusieurs chambres ayant coéxisté au cours de l'édification du bouclier primitif ; de formes plus régulières, chacune des calderas II et III a du correspondre à une chambre magmatique

unique. La plupart des éruptions actuelles (phase IV) sont vraisemblablement alimentées par un réservoir superficiel situé sous le cône terminal : associé à la fissuration radiale de celui-ci, un réseau de fractures généralement non émettrices est concentrique au cratère Dolomieu dont le fonctionnement par effondrement s'apparente à celui d'une petite caldera ; une structure amagnétique peu profonde (1 à 2km) et une importante anomalie PS sont associées à la zone sommitale ; en outre les données sismiques et les déformations de surface enregistrées lors des éruptions de 1981 et 1983-84, sont compatibles avec un foyer localisé à faible profondeur (1 à 3km) à l'aplomb des cratères sommitaux.

La vaste dépression (8 x 13km) du Grand Brulé, recoupant le Rempart Est de la Caldera de l'Enclos, constitue l'un des traits structuraux les plus originaux du Piton de la Fournaise. Basée sur des critères morphologiques et structuraux l'hypothèse d'une origine par glissement du Grand Brulé et des Grandes Pentes a été confirmée par les levers bathymétriques récents effectués au large du Piton de la Fournaise ; ils montrent en effet la poursuite de cette structure jusqu'à plus de 24km vers le NE et la présence d'un large delta à son apex. Ce glissement, dont l'initialisation peut avoir eu lieu au cours de la 3ème phase d'édification, résulte d'une instabilité du flanc Est du volcan par suite des injections répétées de magma dans la zone centrale et suivant les zones de rift N.NE et S.SE. Les caractères structuraux liés aux éruptions récentes (position des fissures, présence d'échelons, etc) indiquent des déplacements vers l'Est ou le Sud-Est du flanc oriental du volcan lors des types d'éruption les plus fréquents. De même il semble qu'au cours de sa phase actuelle (-de 5000ans) le Piton de la Fournaise ait été le siège d'une lente migration vers l'Est de l'ensemble de son activité.

3) Un troisième appareil, immergé à l'Est du Piton de la Fournaise, vient d'être mis en évidence à la suite des campagnes bathymétriques de 1982 (Marion Dufresne : sondages à ultrasons) et 1984 (Charcot : "Seabeam"). Des observations préliminaires permettent de penser que l'activité de ce volcan est actuelle ou très récente.

L'association spatiale étroite de ces trois appareils, qui ont certainement fonctionné simultanément deux à deux, pose le problème de la signification du volcanisme de la Réunion. La Réunion appartient au domaine océanique de la plaque Afrique et le Bassin des Marcareignes résulte du fonctionnement d'un rift océanique d'orientation générale NW-SE de 90 à 60Ma BP. Une solution géodynamique originale plaçait l'île à l'aplomb d'un segment de ce paléorift. Une nouvelle interprétation des données marines ne conserve pas cette position singulière puisque le paléorift a été reconnu au Sud de la Réunion dont le contexte géotectonique apparait donc purement comme celui du volcanisme intraplaque océanique.

B - SURVEILLANCE DU VOLCAN ACTIF

L'étude de l'histoire volcanologique récente (-de 5000ans) du Piton de la Fournaise a permis de mettre en évidence l'existence de nombreuses coulées hors-Enclos et d'importants dépôts pyroclastiques d'origine phréatomagmatique. Ces observations ont permis une meilleure définition des risques volcanologiques liés au Piton de la Fournaise, volcan réputé non dangereux : risques de recouvrement par coulées dans les zones habitées, risques liés au glissement du flanc Est, risques relatifs aux paroxysmes phréatomagmatiques.

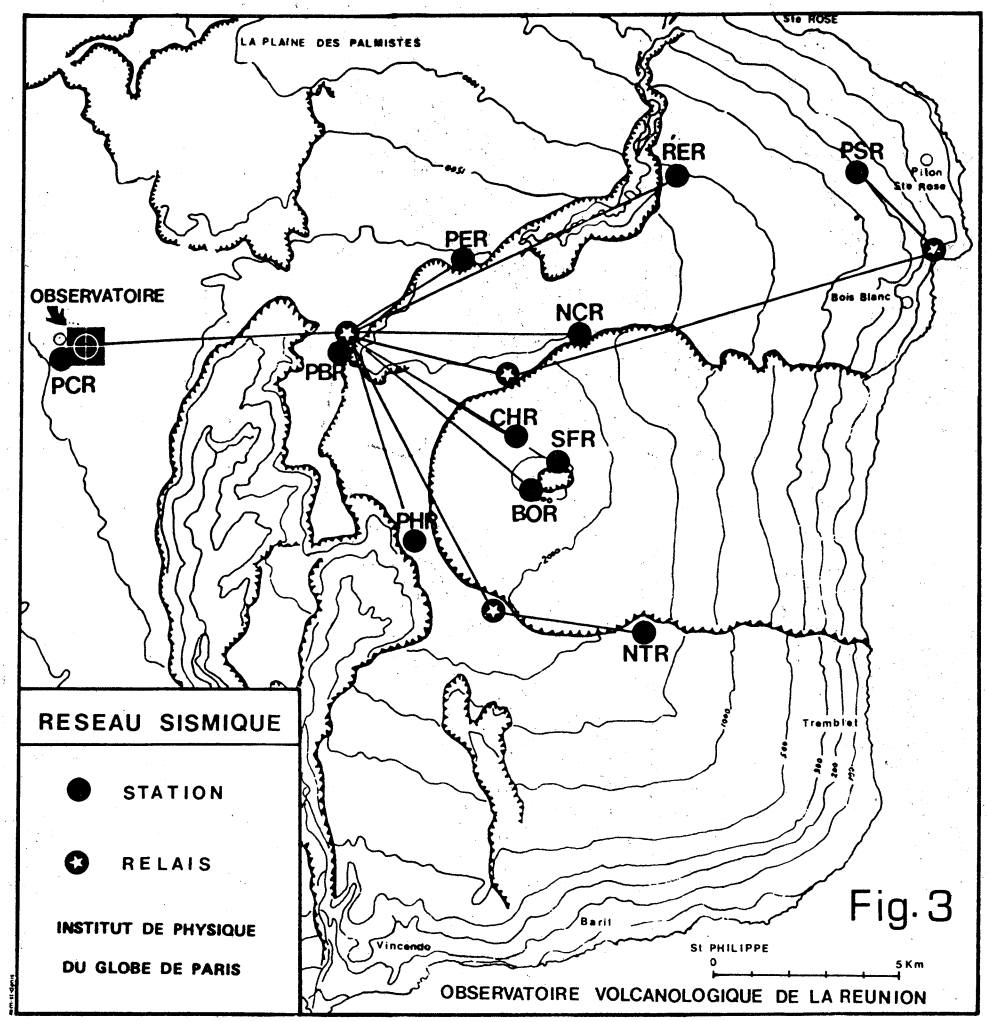
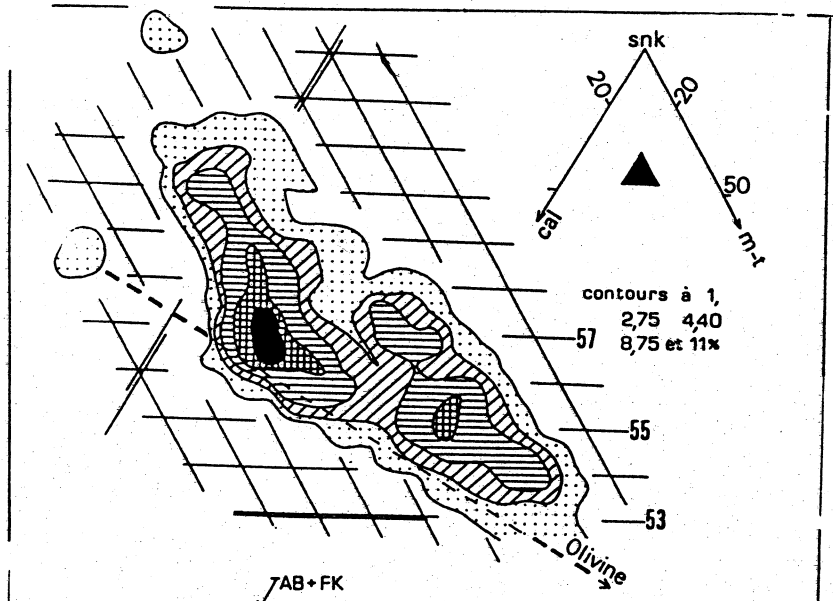


Fig. 3

C'est pourquoi, depuis 1980, l'activité éruptive du Piton de la Fournaise est constamment suivie par l'observatoire volcanologique (IPGP et INAG). Les principales méthodes d'étude et de surveillance mises en oeuvre sont l'enregistrement de la sismicité (Fig.3) et des déformations de surface. Dans le cadre du PIRPSEV d'autres méthodes sont utilisées ou testées : polarisation spontanée, radonémanométrie, température du sol. Deux éruptions ont été annoncées et suivies depuis l'installation de l'observatoire (1981 et 1983-84). En dehors des périodes pré-éruptives et éruptives la sismicité est très faible (0 à 5 événements par mois) ; aucune déformation générale de l'édifice n'est enregistrée. Ce comportement, radicalement différents de celui des volcans similaires d'Hawaii, est, pour l'heure, interprété en termes de réalimentations périodiques du réservoir magmatique superficiel. Sa non réalimentation avant les éruptions de 1981 et 1983-84, paraît en accord avec les données pétrologiques et géochimiques. L'hypothèse d'une réalimentation périodique liée aux éruptions majeures, comme celle de 1977, nécessite, pour être vérifiée, l'observation en continu d'une éruption de ce type.

C - EVOLUTION MAGMATIQUE DES LAVES DU PITON DE LA FOURNAISE

Le volcan du Piton de la Fournaise est caractérisé par des émissions de compositions relativement constantes : basaltes transitionnels et tholéiitiques dont l'origine mantellique non contaminée est bien établie par les rapports isotopiques du Sr (0.704). Les principaux types pétrographiques sont les océanites (basaltes très riches en olivine cumulative), les basaltes


snk
20
20
50
cal
m-t
contours à 1,
2,75 4,40
8,75 et 11%
57
55
53
Olivine

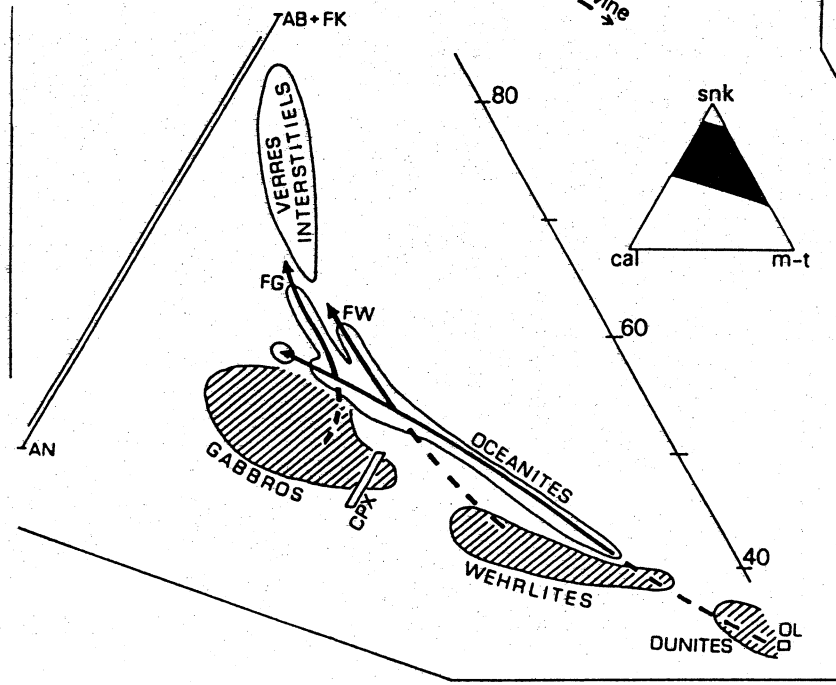

AB+FK
AN
VERRES INTERSTITIELS
FG
FW
GABBROS
CPX
OCEANITES
WEHRLITES
DUNITES
OL
80
60
40
snk
cal
m-t

Fig.4

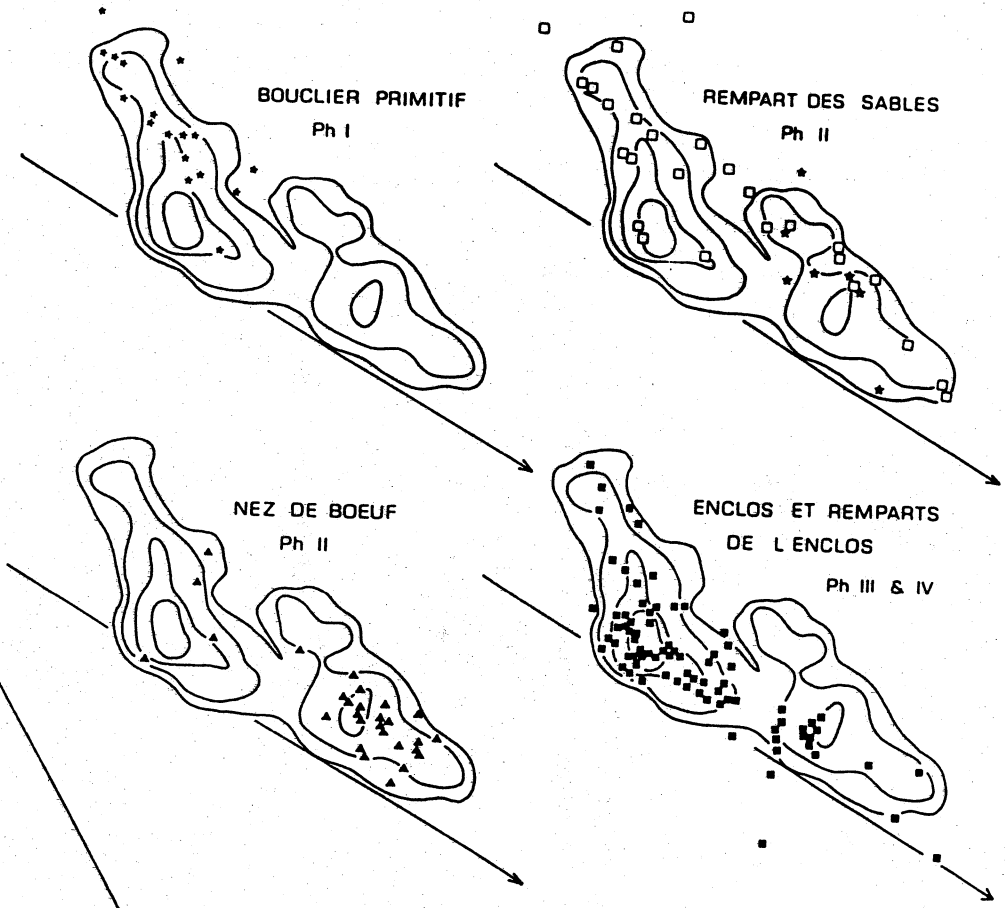

BOUCLIER PRIMITIF
Ph I
REMPART DES SABLES
Ph II
NEZ DE BOEUF
Ph II
ENCLOS ET REMPARTS
DE L ENCLOS
Ph III & IV

Fig.5

à olivine et les basaltes plagioclasiques ; les basaltes ankaramitiques sont plus rares ; de nombreuses coulées montrent une syncristallisation olivine + plagioclase + clinopyroxène + liquide, traduite par une texture finement doléritique ; à ces trois minéraux principaux s'ajoutent le spinelle chromifère (au liquidus), la titanomagnétite et l'ilménite ; dans les faciès les plus différenciés la biotite peut être présente dans la mésostase ainsi que, plus rarement, la pigeonite et même l'orthopyroxène. Quelques coulées et quelques appareils stromboliens portent des enclaves ultrabasiques et basiques dont l'origine cumulative est bien établie ; aucun nodule mantellique n'a encore été décrit ; la séquence cumulative comporte des chromitites stratifiées, des dunites à spinelle chromifère, des wehrlites et des gabbros ou dolérites à olivine ; dans ces derniers une phase vitreuse intercumulus peut avoir des compositions dacitiques ou trachytiques ; l'instabilité de l'olivine en présence de ce verre se traduit par le développement d'orthopyroxène secondaire ; dans certains cas des associations micropegmatitiques comportant feldspath potassique et quartz ont cristallisé tardivement ; notons qu'une enclave de "syénite" a été signalée.

Malgré leur apparente monotonie les laves du Piton de la Fournaise montrent une évolution minéralogique et chimique en relation avec le déroulement des phases éruptives. C'est ainsi que chacune des trois premières phases magmatiques (I à III) s'achève par l'émission de basaltes relativement riches en microphénocristaux de plagioclase, témoignant d'une évolution par cristallisation fractionnée dans les réservoirs magmatiques tout au long des phases considérées ; ce fractionnement ressort bien également de l'étude du comportement des éléments de transition et des terres rares.

La projection (Fig.4) des compositions de 238 coulées, superposées dans les remparts des calderas successives, ou épanchées plus récemment dans l'Enclos ou hors l'Enclos, montre une répartition en deux populations assez clairement distinctes qui évoluent à partir d'un tronc commun caractérisé par la précipitation de l'olivine (fractionnement "océanitique") ; ces deux lignées paraissent résulter respectivement d'un fractionnement superficiel "doléritique" (olivine + plagioclase + clinopyroxène) et d'un fractionnement "wehrlitique" (olivine + clinopyroxène) à plus haute pression ; le premier correspondrait à une différenciation dans une chambre située vers 1 ou 2km de profondeur ($P<1kb$) tandis que le second résulterait d'un processus plus profond : à 4 ou 5kb, soit une quinzaine de km de profondeur (niveau probable du Moho sous-océanique). Cette dualité des compositions est confirmée par d'autres projections ainsi que par le comportement expérimental à pression atmosphérique de certaines laves.

Un examen plus détaillé des compositions épanchées lors de chacune des phases éruptives montre (Fig.5) que l'empilement visible du bouclier primitif (phase I) paraît avoir été alimenté par des réservoirs relativement superficiels à fractionnement doléritique ; la phase II serait caractérisée par l'installation d'un niveau de fractionnement profond ayant d'abord fonctionné seul (laves du Rempart des Sables), puis en alternance avec un ou plusieurs réservoirs superficiels (laves du Rempart de Bellecombe) ; le remplissage de la caldera de l'Enclos (phase III) ne montre apparemment plus de composition relevant du fractionnement wehrlitique, non plus que la phase IV actuelle. Compte tenu des dimensions importantes (15km de diamètre) de la caldera I, il paraît a priori paradoxal que les laves du bouclier primitif aient été émises à partir de réservoirs superficiels : cette apparente contradiction demande à être élucidée.

Les océanites, laves peu évoluées (olivine + liquide) de haute température (1200°C), émises régulièrement dans l'histoire du volcan (les dernières datent d'avril 1977), pourraient ainsi provenir directement des zones de production, et leur épanchement correspondre aux phases de réalimentation des réservoirs superficiels. De ce point de vue, les observations pétrologiques et géophysiques sont en bonne concordance.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BACHELERY P., 1981 - Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont II.

BACHELERY P., CHEVALLIER L. et GRATIER J.P., 1983 - C.R. Acad. Sci. Paris, 296, 1345-1350.

BACHELERY P. et MONTAGGIONI L.F., 1983 - C.R. Acad. Sci. Paris, 297, 81-84.

CHEVALLIER L., 1979 - Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

CHEVALLIER L. et BACHELERY P., 1981 - Bull. Volc. 4, 723-741.

KORNPROBST J., BOIVIN P. et BACHELERY P., 1979 - C.R. Acad. Sci. Paris, 288, 1691-1694.

LENAT J.F. et AUBERT M., 1982 - J. Volc. Geotherm. Res. 12, 361-392.

LUDDEN J.N., 1977 - J. Volc. Geotherm. Res. 2, 385-395.

LUDDEN J.N., 1978 - J. Volc. Geotherm. Res. 4, 171-198.

Mc DOUGALL I., 1971 - Geochim. Cosmochim. Acta 35, 261-288.

NATIVEL P., 1978 - Thèse d'état, Univ. Paris Sud - Orsay.

SCHLICH R., 1975 - Mém.h.s. Soc. géol. Fr.

SCHLICH R., 1982 - in Oceans, Basins and Margins.

UPTON B.G.J. and WADSWORTH, 1966 - Bull. Volc. 29, 7-24.

UPTON B.G.J. and WADSWORTH, 1971 - Min. Mag. 38, 152-159.

UPTON B.G.J. and WADSWORTH, 1972 - Contrib. Mineral. Petrol. 35, 139-158.

LE RIFT D'ASAL-GHOUBBET

RESUME DE SYNTHESE

J.C. RUEGG

I - INTRODUCTION

Le Rift d'Asal-Ghoubbet, en République de Djibouti a donné lieu en novembre 1978 à une importante crise sismo-volcanique, interprétée comme une manifestation typique du fonctionnement d'un segment de dorsale émergé analogue à ceux des rides médio-océaniques.

C'est un des rares cas relativement accessible qui permette une étude détaillée du volcanisme associé aux dorsales et des processus de création de la croûte océanique.

Des résultats importants ont été obtenus sur cette région depuis une quinzaine d'années par différentes équipes du CNRS ou de l'INAG et depuis 1978 à l'occasion de campagnes soutenues par le PIRPSEV. Le colloque Rift d'Asal organisé en février 1980 à Djibouti par différents organismes (S.G.F., PIRPSEV, INAG, ISERST...) a fait un bilan assez complet des travaux réalisés à l'époque. Ces contributions ont fait l'objet d'un numéro spécial du Bulletin de la Société Géologique de France (7, t.XXII, n°6, 1980).

Depuis, le PIRPSEV a soutenu différentes opérations dans cette région et notamment la surveillance des déformations par des opérations de géodésie et une campagne de sismologie expérimentale pour tenter de déterminer la structure profonde du rift. Ces opérations font l'objet de présentations spécifiques.

D'autre part une présentation des principaux résultats pétrologique et géochimique est faite par ailleurs par J.L.Joron.

II - GEOLOGIE ET TECTONIQUE DU RIFT D'ASAL

L'étude géologique et tectonique du rift d'Asal a débuté en 1970 dans les perspectives d'une exploration géothermique à la suite des reconnaissances géologiques effectuées en Afar par les équipes du CNRS et du CNR italien.

Dès 1971, ce rift était reconnu comme une zone océanique d'ouverture analogue aux segments de dorsale médio-océanique et à certaines chaînes volcaniques axiales de l'Afar septentrional (Tazieff, 1971 ; Barberi et al, 1972). Les travaux détaillés de Stieltjès (1973) repris et complétés par Needham et al, (1976) permettaient de souligner les similarités très étroites avec les vallées axiales des dorsales médio-océaniques. Cette structure présente les particularités suivantes :

- une zone centrale d'une dizaine de km de large est bordée par des panneaux en escaliers se faisant face limités par des failles normales.
- un plancher interne axial de 3 à 4km de large contient l'essentiel de l'activité volcanique récente et des déformations actuelles (failles et fissures actives, sismicité...).
- le rift lui-même est la continuation partiellement émergée des segments de dorsale du golfe d'Aden et du Golfe de Tadjoura comme le confirment les données de la sismicité, les anomalies magnétiques et les données structurales issues des explorations géophysiques en mer. L'ensemble des formations de la zone centrale est plus jeune que 1MA et s'insère dans la série stratoïde de l'Afar (3.5-1MA).

Ces caractères généraux ont été ensuite confirmés et complétés dans le détail par les études réalisées par la suite et notamment après la crise sismovolcanique de l'Ardoukoba (Anis et al. 1979, Le Dain et al, Demange et al, Bizouard et Richard, 1980).

III - GEOPHYSIQUE ET GEODYNAMIQUE

Les études géophysiques sur le rift d'Asal ou son environnement ont commencé en 1971 par les campagnes de sismologie expérimentale de l'IPG (Lépine et al, 1972). Sur le rift d'Asal proprement dit les résultats sont très peu détaillés car les profils sismiques réalisés ne font que l'effleurer. Compte tenu des résultats obtenus dans le voisinage, ils font apparaître néanmoins une croûte mince (<6km) associée à un manteau anormal de faible vitesse et marqué par un taux de fusion partielle élevé (Ruegg, 1975).

La mise en place à partir de 1972-73 d'un réseau sismologique autour du Golfe de Tadjoura, étendu au rift d'Asal en 1975, a montré que comme dans le Golfe, la sismicité était concentrée autour de la frontière de plaques (Lépine et al, 1976, 1980) sur une zone de largeur de l'ordre de la dizaine de km ; elle est associée soit au rejeu des failles normales actives bordant les segments de dorsales soit aux zones cisaillantes qui les décalent ; une part de la microsismicité peut être attribuée à l'activité magmatique ou géothermale. Au nord-ouest du lac Asal, la sismicité comme la distension devient diffuse et répartie sur une large zone.

Dès 1972 aussi, une opération de géodésie était lancée en coopération avec l'IGN dans le but de mesurer l'ouverture du rift et d'évaluer les déformations verticales. Ces réseaux géodésiques ont été repris en 1978-79 après l'éruption de l'Ardoukoba (Kasser et al, 1979), puis complétés et font l'objet depuis d'une surveillance régulière qui montre des mouvements horizontaux et verticaux très importants.

Un levé gravimétrique de détail, effectué en 1973 et 74 par Delattre n'a malheureusement pas été publié. Ces données ont été complétées par des levés de prospection pour la géothermie réalisés par le BRGM entre 1979 et 81. Une comparaison entre les levés de 1973 et celles de 1979 corrélativement aux variations d'altitudes permet à Gérard et al, 1980 d'attribuer la diminution de pesanteur constatée à des variations de densité dans la croûte.

Le levé aéromagnétique de la République de Djibouti et de l'Ouest du Golfe d'Aden réalisé en 1977 par l'INAG (Courtillot et Le Mouel, 1978) a permis à Courtillot et al (1980) d'évaluer les âges de la croûte et de mettre en évidence la propagation vers l'ouest d'une fissure lithosphérique (représentant la dorsale) à la vitesse de 3cm/an ; l'extrémité de cette fissure serait située dans les environs du lac Asal.

Ces études s'insèrent pour la plupart dans un contexte géodynamique régional plus vaste faisant intervenir les mouvements relatifs de 2 ou 3 plaques principales et d'un nombre variable de microplaques (Mc Kenzie, 1970 : Le Pichon et Francheteau, 1978 ; Barberi et Varet, 1977, etc...). Le modèle le plus récent (Sichler, 1980) considère une "Biellette danakile" qui implique notamment une rotation (10°) du bloc tectonique qui jouxte au nord le rift d'Asal.

IV - LA CRISE SISMO-VOLCANIQUE DE L'ARDOUKOBA, RESULTATS ET PROLONGEMENTS :

Elle a été marquée par les événements suivants :

- un séisme de magnitude 5.3 et plusieurs milliers de répliques,
- une éruption basaltique fissurale sur le plancher interne du rift,

- la réactivation ou la création de failles normales et de fissures ouvertes sur le plancher du rift.

La remesure du réseau géodésique effectuée juste après la crise a permis de montrer une ouverture totale de 2m et un effondrement de 70cm du plancher interne. Une légère contraction des bordures était en outre, constatée. Ces déformations ainsi que les observations tectoniques et sismiques ont été expliquées par un mécanisme d'étirement puis de récupération élastique après rupture (Tarantola et al, 1979). Le modèle général de RIFTING qui en résultait impliquait la présence active d'une chambre magmatique qui par fracturation hydraulique et injection de dykes permettait la libération de l'énergie élastique emmagasinée et expliquait l'éruption de l'Ardoukoba.

Cette interprétation générale était parfaitement cohérente avec les autres résultats géophysiques obtenus à la suite de la crise ou avec l'interprétation des analyses pétrologiques et géochimiques.

En effet, les sondages magnétotelluriques profonds (Pham et al, 1980) indiquent la présence au centre du rift d'une couche conductrice qui traduit une forte augmentation de température et pourrait correspondre au toit d'une chambre magmatique. Les données gravimétriques bien que plus difficiles à interpréter, traduisent également la même tendance.

Enfin, la pétrologie et la géochimie des laves de l'Ardoukoba (Demange et al ; Joron et al, 1980) indiquent l'existence d'une chambre magmatique peu profonde dans laquelle par différentiation les laves se seraient enrichies en phénocristaux. De nombreux indices confirmeraient une réalimentation récente du réservoir superficiel à partir du manteau supérieur.

Depuis la synthèse effectuée lors du colloque de Djibouti en février 1980, deux types d'études ont été réalisées sur le rift d'Asal :

- Une opération de sismologie expérimentale en 1983 avait pour objet la détermination de la structure superficielle et profonde du rift au moyens de profils de sismique réfraction. Cette opération a été réalisée avec des moyens très fortement réduits par rapport à un projet initial franco-américain qui devait mettre en oeuvre un réseau dense de cent stations. Néanmoins les données obtenues indiquent des hétérogénéités importantes de structure. Le toit d'un réfracteur de vitesse 6-6.3km/s est trouvé à des profondeurs de 3 à 5km ; de forts pendages correspondent à un bombement de la couche III océanique qui pourrait être associé à la chambre magmatique.

- Des opérations régulières de géodésie ont été menées depuis 1979 pour étudier l'évolution des déformations du rift. En particulier, un réseau assez dense a été réimplanté à l'intérieur même du rift et des réitérations partielles assurées chaque année montrent des mouvements tant horizontaux que verticaux importants :

- les bords du plancher interne du rift se sont écartés régulièrement à la vitesse moyenne de 60mm/an ;

- un mouvement d'inflation de tout le rift est mis en évidence par la réitération en 1984 du réseau de nivellement. Le gonflement atteint 15cm au centre du rift depuis 1979 et s'atténue lentement sur les bords.

- par rapport à ce bombement d'ensemble une subsidence relative de 4cm du plancher interne correspond au rejeu en fluage des failles normales actives qui le bordent.

Cette inflation ne peut être expliquée que par la mise en pression d'une chambre magmatique dont la profondeur est estimée environ à 5km.

Ces résultats montrent que parallélement aux mécanismes tectoniques engendrés par le mouvement des plaques, des phénomènes magmatiques continuent de se produire dans le rift d'Asal. De nouveaux épisodes sismo-volcaniques ne sont donc pas à exclure.

Il est donc important de renforcer les dispositifs de surveillance et d'y poursuivre des études diversifiées pour évaluer le moment venu les conditions de genèse d'une future éruption.

LA MONTAGNE PELEE, MARTINIQUE : BILAN DE 10 ANNEES DE RECHERCHE DANS LE DOMAINE DES SCIENCES DE LA TERRE

D. WESTERCAMP

Institut Mixte de recherches géothermiques
BRGM/AFME - BP 6009 - 45060 ORLEANS CEDEX

I - INTRODUCTION

Les phénomènes éruptifs qui ont spectaculairement et dramatiquement marqués les deux éruptions magmatiques historiques de la montagne Pelée, en 1902 et 1929, ont fait l'objet de descriptions et d'explications détaillées qui, à bien des égards, continuent aujourd'hui à faire autorité [1][2][3]. Curieusement, en dehors de ces périodes éruptives, très fécondes sur le plan scientifique, la montagne Pelée (au même titre d'ailleurs que les autres ensembles volcaniques français) n'a pour ainsi dire fait l'objet d'aucun travail de recherche spécifique jusque dans les années 1970. Toutefois (a) un observatoire de surveillance volcanologique y était installé, après 1932, rattaché depuis 1947 à l'Université de Paris et (b) les premiers travaux de terrain y étaient entrepris dans le cadre du levé géologique systématique de la France à 1/50 000, quelques 20ans plus tard [4].

Dans les années 1970, G.P.L.Walker publie les premiers travaux d'approche des phénomènes volcaniques par l'étude quantitative (essentiellement granulométrique) de leurs dépôts. J.Roobol et A.L.Smith [5] commencent quelques années plus tard l'application de ces méthodes à la montagne Pelée. Les phénomènes habituels du volcan, historiques comme préhistoriques, sont alors répertoriés, et une première échelle téphrochronologique est établie.

En 1976, la crise sismo-phréatique de la Soufrière de Guadeloupe projette brusquement les deux volcans actifs des Antilles Françaises, au centre des préoccupations de plusieurs organismes nationaux de recherche scientifique :

- L'INAG et l'IPGP, en accord avec les recommandations de la Commission Internationale sur la Soufrière de Guadeloupe, complètent et modernisent les dispositifs de surveillance, et réalisent des campagnes géophysiques à grande échelle dans le but de préciser le contexte structural régional des deux volcans [6].

- Un certain nombre de laboratoires universitaires et du CNRS abordent, dans le cadre du PIRPSEV, de nombreux aspects de la géologie, géochimie et minéralogie du volcan [7].

- Le BRGM, à la demande de la Direction de la Sécurité Civile, poursuit dans le cadre de son Service Géologique Régional un programme d'évaluation et de zonation du risque volcanique [8]. Par ailleurs, ce même SGR et le Département Géothermie du BRGM explorent le potentiel géothermique H.T. du secteur de Morne Rouge en déployant notamment plusieurs méthodes de prospection géophysique. Depuis sa création en 1983, l'IMRG participe à ces travaux [9].

En 1983, la direction du PIRPSEV juge qu'il est temps de faire le bilan de l'ensemble de ces travaux sous la forme d'une monographie du volcan, tant la connaissance du volcan a progressé dans tous les secteurs de la recherche depuis le "détonateur" de la crise de la Soufrière de Guadeloupe en 1976. Cette monographie à laquelle plus de 25 chercheurs collaborent est actuellement en cours de rédaction.

Cette note en présente les principales orientations, exception faite de l'évolution magmatologique qui fait l'objet d'un exposé à part.

II - GEOLOGIE

Le premier secteur à faire progresser est celui de la géologie. Sans études cartographiques et téphrochronologiques détaillées, garantes d'une bonne connaissance de la position spatio-temporelle des formations constitutives de l'édifice, pas d'idées précises possibles sur la phénoménologie du volcan et les processus à l'origine de ses éruptions, sa fréquence éruptive, sa géométrie et sa lithologie internes,, celles de son substratum,... ; pas de guide en conséquence pour l'évaluation de ses risques et ressources naturelles potentiels, pour l'interprétation des signaux géophysiques et pour la récolte d'un échantillonnage de qualité (c'est-à-dire contrôlé dans l'espace et le temps) en vue des études de laboratoire ultérieures.

Depuis 1974 (10), on est passé de l'image d'un volcan "alternant des cycles éruptifs à nuées ardentes et à éruptions ponceuses", à celle d'un appareil complexe fruit de trois édifices chronologiquement distincts mais superposés, aux styles dynamiques propres (11) :

- l'édifice ancien, ou Pelée ancienne caractérisé par des écoulements de lave massive et autoclastiques (12) et une petite caldeira centrale peut-être ouverte côté sud (caldeira d'avalanche?). Cet édifice se met en place entre 300 000 et 200 000ans ?

- l'édifice intermédiaire marqué par quelques événements cataclysmaux à coulées de scories basiques (13)(14). Il se met en place entre 100 000ans (?) et 19 500ans.

- l'édifice récent, qui fonctionne depuis 13 500ans et alterne différents types de dynamismes ponceux et "à nuées ardentes". Au cours des 5 000 dernières années 23 éruptions, ou phases éruptives réparties dans 14 éruptions majeures, ont été reconnues (11). Un effort particulier est porté sur l'éruption de 1902 (15) dont les dynamismes éruptifs sont encore discutés (16)(17).

Une première synthèse globale de la géologie de la montagne Pelée s'est traduite par l'édition par le BRGM d'une carte géologique à 1/20 000. Le chapître "Géologie" de la monographie tel qu'il se présente, apporte déjà des précisions et modifications par rapport à ce document, qu'il est trop long de détailler ici.

III - DYNAMISMES ERUPTIFS

9 types de dynamismes sont individualisés :

[1] Des agglomérats stratifiés et chaotiques constituent les derniers dépôts du volcan Mont Conil (substratum septentrional de la Pelée) et une grande partie de ceux de l'édifice ancien. Il s'agirait d'écoulements autoclastiques (12) qui ont donc parfois été mal interprétés. Les "cylindres creux" du faciès de Macouba, restent toutefois, de l'avis de l'auteur, difficiles à interpréter en terme de pipes de dégazage.

[2] Des coulées de lave massive, épaisses, visibles autour de la caldeira de l'édifice ancien.

[3] Des coulées de ponces, résultant du débordement d'un magma assez riche en gaz à partir du cratère (on dirait encore provenant de l'effondrement d'une très courte colonne éruptive verticale).

[4] Des coulées volumineuses de scories basiques, qui résultent, comme pour les nuées ardentes historiques de la Soufrière de St Vincent, de l'effondrement d'une colonne éruptive verticale (13)(14).

[5] Des dépôts pliniens initiés par explosion phréato-magmatique, dans l'édifice péléen s.s (P<0-3kb) par blocage semble-t-il de la colonne magmatique contre une formation massive, fracturée, et aquifère (18).

[6] Des déferlantes cendro-ponceuses initiales.

[7] Des avalanches incandescentes (ou nuées ardentes péléennes de type 1903-1929) à partir d'un dôme de lave moyennement à très massive, en cours de croissance.

[8] Des déferlantes hétérogènes à blocs et cendres essentiellement massifs, liées à des explosions phréato-magmatiques très superficielles, verticales (type 30août 1902) ou obliques voire horizontales (type 8mai 1902). On parle aussi de nuées ardentes péléennes type mai-août 1902 pour ces déferlantes.

[9] Des explosions phréatiques comme celles de 1851, fin avril et début mai 1902 (19).

Des types intermédiaires existent à divers niveaux (20). Quelques dépôts types commencent à être caractérisés et classés sur le plan granulométrique (21).

IV - HYDROGEOLOGIE ET HYDROGEOCHIMIE

La composition chimique des sources thermales de la montagne Pelée révèle l'existence d'un réservoir d'eau bicarbonatée sodique à 200°C, stable, important, dont le chauffage est assuré par conduction et remontée de gaz magmatiques (22). Il est alimenté et isolé de la surface (absence de fumerolles) par les importants aquifères d'eau météorique circulant dans le cône, puisque dans le bilan hydrogéologique du volcan, la fraction de ruissellement est relativement faible, confirmant ainsi l'importance de l'infiltration (22)(23). Ce réservoir d'eau est installé plutôt dans la partie ouest de l'édifice, en conformité avec la répartition des sources thermales et la localisation des éruptions phréatiques historiques. L'étude des enclaves lithiques présentes dans les pliniens et les nuées ardentes péléennes (18), type mai-août 1902, suggère que ce réservoir n'est pas impliqué dans ces dynamismes éruptifs et en conséquence qu'il est probablement situé assez profondément dans l'édifice (P>0.3Kb).

V - SIGNATURE GEOPHYSIQUE

Dans le cadre des travaux de géophysique générale, signalés en introduction, ont été réalisées des campagnes de gravimétrie, aéromagnétisme (6), des profils sismiques (24).

Ainsi la montagne Pelée est-elle marquée par une forte anomalie magnétique positive bien individualisée par rapport au massif du Mt Conil et au "graben" de St Pierre-Morne Rouge, par une anomalie gravimétrique légère.

Les travaux plus récents à finalité géothermique (9) complètent les données plus anciennes. Dans le domaine de la gravimétrie, on peut mieux discerner les relations entre un substratum lourd au niveau du Morne Jacob et les formations beaucoup plus légères de la montagne Pelée. L'analyse des résistivités conduit à préciser l'image électrique des terrains de surface jusqu'à 500mètres de profondeur., suivant un modèle tridimensionnel, ainsi que le contexte structural profond jusqu'à 10kilomètres de profondeur. De grands accidents conducteurs NW-SE sont mis en évidence, conformément aux structures tectoniques de surface.

En ce qui concerne la surveillance géophysique et géochimique de la montagne Pelée, l'Observatoire du Morne des Cadets qui en a la charge, est maintenant doté des techniques suivantes (25) :

1 – Surveillance sismique

- 1 sismo Kevin Picard de 20 tonnes
- en 1962, installation de sismo 3 composantes à amplification électronique
- en 1967, installation d'une station d'enregistrement sur la montagne Pelée (Aileron)
- en 1973, installation d'un réseau de télémesure : Pelée, Caravelle, Bigot
- en 1975, installation de 5 stations sur la montagne Pelée
- à partir de 1976, enregistrement sur bande magnétique
- à partir de 1984, enregistrement sur micro-ordinateur on-line

2 – Déformations

- en 1977, installation de 3 croix de nivellement
- en 1979, installation d'un réseau de clinométrie Observatoire/Pelée
- en 1980, nivellement de la Grande Savane et mesures de distances au géodimètre
- en 1981, nivellement de la route de l'Aileron
- en 1982, mesures gravimétriques Grande Savane

3 – Magnétisme

- depuis 1984, mesures du magnétisme différentiel

4 – Géochimie

- de 1929 à 1969, surveillance de la température et de la chimie des fumerolles
- depuis 1979, analyse mensuelle de la source chaude

VI – EVALUATION ET ZONATION DES RISQUES

L'évaluation et la zonation du risque volcanique (8) sont avant tout basées sur l'histoire du volcan au cours des 5 000 dernières années. Les phénomènes signalés précédemment sont pris en compte, exceptés ceux des coulées de scories basiques qui paraissent bien limités à une période plus ancienne de l'activité du volcan. Les risques d'effondrement d'une partie du flanc de l'édifice avec souffle déferlant associé (éruption de type St Helens -1980) doivent être envisagés pour tout volcan morphologiquement développé où une éruption excentrique se prépare ; la montagne Pelée n'est pas a priori à l'abri d'un tel scénario. L'étude statistique des périodes de repos suggère que le comportement du volcan n'est pas aléatoire, mais du type "temps de recharge", ce qui cadre bien avec les données pétrographiques et minéralogiques. Si la période de repos actuelle dure encore 1/2 siècle, la prochaine éruption pourrait être encore très retardée et être du type ponceux. Une nouvelle éruption à court terme, aurait toutes chances de renouveler le type à nuées ardentes.

VII – CONCLUSION

La montagne Pelée est un volcan aux dynamismes explosifs complexes, déterminés en grande(?) partie par la structure de l'édifice lui-même et de son substratum, et par le degré d'intervention des nappes d'eau souterraine qui y circulent. Sa faible fréquence d'éruption (repos moyen supérieur à 2 siècles) est probablement à lier à l'effet tampon d'une chambre magmatique peu volumineuse (inf.0.3(?)km3) et peu profonde (moins de 4-5km de profondeur) (26).

La qualité du réseau de surveillance et les événements précurseurs aux nuées ardentes de 1902 et 1929 ne laissent aucun doute quant à la possibiilité de prévoir un réveil effectif du volcan.

Pouvoir être plus précis sur la durée de la période de repos actuelle et sur le prochain scénario éruptif, impose de développer les méthodes d'approches quantitatives qui sont appliquées depuis peu à l'ensemble des axes de recherche évoqués.

BIBLIOGRAPHIE

(1) LACROIX A., (1904) - Masson ed., 622p.

(2) ANDERSON T. et FLETT J.S., (1903) - Roy.Soc.London Phil.Trans.Ser. A, V.200, 353-553.

(3) PERRET F., (1935) - Carnegie Inst.Wash., 126p.

(4) GRUNEVALD H., (1961) - Carte géologique au 1/50 000 de la Martinique.

(5) ROOBOL J. et SMITH A.L. - Nombreuses publications, cf. pour bibliographie exhaustive.

(6) FEUILLARD M., LE MOUEL J.L., POZZI J.P., THOMAS D., (1980) - Bull.Soc.Géol. France, (7), XXII, 1, 125-134.

(7) Cf. Programmes du PIRPSEV.

(8) WESTERCAMP D., (1982) - Rapport BRGM/DSC, 173p.

(9) BARTHES V., FABRIOL H., MARIE Ph., PETIAU G., (1984) - Rapport BRGM 84 SGN 194 IRG.

(10) Livret guide des excursions aux Antilles Françaises, 7ème conf.géol. des Caraïbes, pointe-à-Pitre, 1974.

(11) WESTERCAMP D. et TRAINEAU H., (1983) - J.V.G.R., 17, 159-185.

(12) BOURDIER J.L., BOUDON G. et VINCENT P.M., (1984) - Bull. PIRPSEV, n°85.

(13) TRAINEAU H., WESTERCAMP D., COULON C. (sous presse) - Bull.volc.

(14) GOURGAUD A., BOURDIER J.L. et VINCENT P.M., (1983) - Bull. PIRPSEV, n°77.

(15) BOURDIER J.L. et GOURGAUD A., - Travaux en cours, (cf. programmes PIRPSEV).

(16) FISCHER R.et HEIKEN G., (1982) - Jour.Volc.Geoth.Res., 13, 339-372.

(17) WESTERCAMP D., HONEGGER J.L. et TRAINEAU H. - (en préparation).

(18) LAFORGUE T., TRAINEAU H., WESTERCAMP D., (1984) - Rapport BRGM (en cours d'édition).

[19] CHRETIEN S., (1983) - Thèse 3ème cycle, Université Paris XI, 245p.

[20] TRAINEAU H., (1982) - Thèse 3ème cycle, Univ. Paris-Sud, 209p.

[21] BARDINTZEFF J.M. et MISKOVSKY J.C., (1984) - Bull. PIRPSEV, n°86.

[22] BARAT A., (1984) - Thèse 3ème cycle, Université Bordeaux III, 232p.

[23] MOURET C., (1979) - Thèse 3ème cycle, Université Paris VI, 188p.

[24] DOREL J., ESCHENBRENNER S. et FEUILLARD M., (1971) - C.R.A.S., t.273, 302-305.

[25] Travaux opérationnels IPGP, sous la direction de J.P. VIODE.

[26] FICHAUT M., (1983) - Rapport DEA, U.B.O., 97p.

BILAN DES ACTIONS P.I.R.P.S.E.V. SUR LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE DANS LE CADRE DE L'EVOLUTION DES CONNAISSANCES DANS LA PERIODE 1975-84

Michel P. SEMET
Géochimie C. et S., U.P.M.C., Paris

Le schéma d'évolution volcanologique du sud de la Basse-Terre (Guadeloupe) a subi dans les trois ou quatre dernières années de profonds remaniements par rapport à celui qui était accepté auparavant grâce à plusieurs campagnes de terrain (Dagain, 1981 ; Boudon, 1981 ; Gadalia, 1984) ainsi qu'à des travaux de magmatologie (Westercamp, 1979 ; Dagain, 1981 ; Semet et al., Bull. PIRPSEV 60 ; Blanc, 1983) et de chronologie (Paterne, 1980 ; Blanc, 1983 ; Gadalia, 1984). Nous insistons ici sur le fait que les travaux de terrain sont particulièrement ardus en Guadeloupe à cause de la qualité généralement mauvaise des affleurements, des difficultés d'accès et de l'enchevêtrement des dépôts provenant d'une multiplicité de centres éruptifs.

C'est donc dans un contexte mouvant que se sont situées les actions de recherche soutenues par le P.I.R.P.S.E.V. Ces actions ont été focalisées sur l'étude géologique, magmatologique et hydrogéologique du massif récent. Ces actions sont les suivantes : (1) Eruption du XVI^{e} siècle ; (2) Soutien à la mission en mer ANTIVOLC ; (3) Faciès effusifs Madeleine-Soufrière ; (4) Eruption de type Bezymianni de 3100 BP ; (5) Magnétisme des roches ; (6) Evénements pyroclastiques ; (7) Transferts hydriques ; (8) Ecologie végétale de la région du dôme de la Soufrière. Les résultats principaux sont présentés sous forme résumée dans ce volume (Auteur(s) sans date = ce volume) et dans plusieurs bulletins PIRPSEV.

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU MASSIF

La conjugaison des efforts des équipes universitaires et de celles du B.R.G.M. permet maintenant de clarifier les relations entre les grands ensembles volcaniques quaternaires du sud de la Basse-Terre et de fixer des limites temporelles à leur activité respective (Dagain, 1981 ; Blanc ; Boudon et al.). C'est ainsi que s'individualisent les volcanismes de la Chaîne Axiale, de la Chaîne de Bouillante, des Monts Caraïbes et de l'ensemble de la Grande Découverte (Soufrière) et de la Madeleine.

Un outil tephrochronologique et une base de données pétrogéochimiques ont également été développés pour ce qui concerne l'étude des pyroclastites (Vatin-Pérignon et al.). Ce sont ces dépôts, largement dispersés, qui devraient fournir les niveaux stratigraphiques repères permettant d'établir la succession des événements éruptifs. Par ailleurs, leurs propriétés magnétiques sont mises à profit dans la détermination de leur température de mise en place (Zlotnicki et al.) ce qui permet de mieux apprécier les dynamismes éruptifs.

D'autre part, une étude pétrologique des faciès effusifs récents (Lefèvre et al.) conduit à la construction d'un schéma d'évolution magmatologique en y intégrant les faciès pyroclastiques pour lesquels des données de ce type sont également obtenues (Vatin-Pérignon et al.).

Parallèlement, il a été entrepris l'étude détaillée des dernières éruptions magmatiques de la Soufrière (Semet et al., Bull. PIRPSEV 60 ; Boudon et al., 1984 ; Boudon et al.) au XVI^{e} siècle et à 3100BP.

Le dépouillage, en cours, de carottages et de dragages en mer devrait complémenter utilement les études à terre (Gaulon et al., Bull. PIRPSEV 39 ; Bouysse et Martin, 1979 ; Bouysse et Guennoc, 1983) en fournissant une échelle chronologique complète des événements pyroclastiques ainsi que l'aire d'extension en mer des produits correspondants.

HYDROGEOLOGIE - HYDROGEOCHIMIE

Trois thèses de 3e cycle ont récemment partiellement comblé un vide de connaissance presque total sur l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie du massif de la Soufrière (Pascaline, 1980 ; Benauges, 1981 ; Barat, 1984). Ces travaux montrent que les nappes phréatiques d'altitude sont alimentées par une percolation des eaux de pluie faible vis à vis du ruissellement et de l'évapotranspiration et que ces nappes ont des temps de résidence également faibles, de l'ordre du mois. L'observatoire volcanologique de la Soufrière (I.P.G.P.) effectue, d'autre part, des prélévements et analyses réguliers de sources sélectionnées, depuis 1977 (Bigot et al.). Ces actions étaient indispensables pour la compréhension des éruptions phréatiques, entre autres, puisque les aquifères jouent un rôle non négligeable dans les éruptions de ce type de volcan.

GEOPHYSIQUE

L'effort d'équipement et de recherche en géophysique a surtout été soutenu par l'I.N.A.G. au profit de la surveillance par l'observatoire volcanologique à la suite de la crise sismo-volcanique de la Soufrière en 1975-77. Des réseaux sismologiques, de mesure des mouvements du sol et de magnétisme fonctionnent de manière permanente (télétransmission) ou sont cheminés régulièrement. Ces réseaux ont permis de montrer, dans la période de calme éruptif de 1977-84, qu'à ce calme éruptif correspondait une activité géophysique [crises sismiques en essaims, variations du magnétisme différentiel (Pozzi et al., Bull. PIRPSEV 79) mouvements en droit de failles géologiquement actives (Julien et Bonneton, Bull. PIRPSEV)] quasi permanente.

C'est également au cours de ces cinq ou dix denières années qu'ont été publiées des études géophysiques quelque peu détaillées (Coron et al., 1975 ; Feuillard, 1978 ; Dorel et al., 1979 ; Le Mouël et al., 1979 ; Dorel, 1981) sur la Guadeloupe ainsi que des profils sismiques et bathymétriques (SEABEAM) en mer (e.g. Gaulon et al., Bull. PIRPSEV 39 ; Bouysse et al., 1984).

CONCLUSIONS

Les travaux effectués ces dernières années tant dans les disciplines de la géologie qu'en géophysique ne forment, à notre avis, que la base indispensable de travaux de détail à venir. Les résultats récemment obtenus montrent que la Soufrière est un volcan "actif", dont le passé éruptif est varié et a pu être redoutable. Ces travaux ont permis de se doter d'outils d'observation et d'analyse éprouvés ainsi que des bases de réflexion permettant d'envisager efficacement les actions de recherche futures. C'est dans cet esprit qu'a pu être mise en chantier, au début 1984, la rédaction d'une monographie sur la Soufrière de Guadeloupe.

LE VOLCAN DE COLIMA EN TANT QUE "VOLCAN LABORATOIRE"

- EQUIPE COLIMA -

Exposé par Cl. ROBIN

Missions effectuées :
Nov-Dec 1982 : G.CAMUS, J.M. CANTAGREL, A.GOURGAUD, Ph.MOSSAND, J.B.MURRAY, Cl.ROBIN, P.VINCENT : Volcanologie et dry-tilt.
Avril 1983 : M.AUBERT, J.DOREL, D.FOURVEL, Cl.ROBIN : Géophysique.
Mars-Avril 1984 : Ph.MOSSAND, Cl.ROBIN : volcanologie.

Deux centres éruptifs constituent classiquement le complexe de Colima : le Nevado de Colima, strato-volcan sans activité historique, et le v. de Fuego, ou v.de Colima, logé dans la caldéra d'un appareil situé sur le versant sud du Nevado. Les deux sommets distants de seulement 5km, dominent un massif légèrement allongé N-S de 22 sur 26km, à l'altitude 4260m (Nevado) et 4000m (Fuego).

Le Fuego est le plus actif des volcans mexicains à l'époque historique. Son activité a fait l'objet d'observations dont Luhr a réalisé une compilation. L'interprétation des descriptions au cours des 4 derniers siècles permet de discerner une succession de longues phases d'édification du cône par des coulées, et de brefs épisodes de destruction de la partie sommitale par des explosions violentes (1611, 1818, 1913). Dans la dernière décennie, des coulées ont été émises en 1975-76 et 1982.

I - LE CHOIX DU COLIMA

L'un des résultats du programme PIRPSEV-Mexique 1979-81 est la définition de stades d'évolution successifs et leur enchaînement suivant une "logique", au cours de l'histoire des grands appareils andésitiques mexicains. L'étude du Pico de Orizaba, du Popocatepetl, du Toluca et de la Malinche a conduit à un modèle d'évolution plus ou moins avancée selon le cas (cf. résumés dans ce volume). Schématiquement, un tronc commun à toutes les évolutions correspond à la mise en place d'un volcan andésitique de base, effusif, sur une longue période (plusieurs 10^5 années), suivie d'une étape plus courte pendant laquelle les rythmes éruptifs s'accélèrent et le dynamisme change (forte activité pyroclastique à dominante dacitique). Un stade caldéra, consécutif à l'émission de coulées de cendres et ponces, ou encore à une éruption de type St Helens, marque la transition entre ces deux périodes. Dans certains cas, ce modèle est compliqué par des réalimentations de la chambre par du magma profond plus basique qui interviennent, pour 2 des volcans (Popocatepetl, Pico) au cours du dernier stade d'évolution. Ces apports rendent complexe la pétrologie des cônes terminaux (mélanges magmatiques) et diversifient leur dynamisme (prépondérance de nuées retombantes lors de phases explosives).

Au Colima, le but recherché dans un premier temps était la définition et le rôle de la phase actuelle (Fuego) dans un schéma directeur de ce type. Le décalage dans l'espace de l'activité permet de bien cerner les unités volcanologiques et les stades d'évolution. La connaissance des dynamismes récents, leur corrélation avec l'évolution pétrologique et les caractéristiques géophysiques du cône constituent la 2ème partie des recherches. L'activité sub-permanente, non violente de nos jours, et la variété des dynamismes au cours de la période historique ont été des facteurs pour le choix du Colima.

II - EVOLUTION VOLCANOLOGIQUE

Unités IA et IB, volcan de base : Le volcan primitif qui constitue l'essentiel du Nevado se compose de deux unités successives ou prédominent des coulées massives et des dômes. Une caldéra de 7 à 8km de diamètre (C1, fig.) sépare un appareil primordial (IA) dont l'âge remonte au moins à 0,6Ma, d'un cône plus récent (IB).

L'unité IA comprend essentiellement des andésites et des andésites acides (57-62% SiO_2). Des coulées cendreuses, dacitiques (cendres fines indurées à ponces) associées à des retombées aériennes, sont à l'origine de la caldera C1. Elles se sont surtout épanchées vers le Nord-Ouest et l'Ouest, où l'on peut apprécier leur épaisseur -plus de 50m- dans les barrancas sur les pentes du soubassement. A la phase IB, post-caldéra, sont rapportées des coulées, des coulées autobrèchiées et une intense activité pyroclastique ayant donné les écoulements cendreux à blocs dacitiques expansés du versant Nord (Los Depositos). Ces écoulements proviennent du centre principal, des dômes ou dômes-coulées ayant dû déborder de la caldéra. Par contre, des nuées péléennes sont associées, au nord-ouest, à des dômes excentrés.

Une formation conglomératique très volumineuse (300-400km3), déposée à l'extérieur de l'appareil dans le graben de Colima doit être rattachée au Nevado ancien : la formation Atenquique qui consiste en une alternance de bancs fins et grossiers du mètre à quelques mètres d'épaisseur. Bien que des éléments de ces conglomérats puissent provenir de phases plus récentes -l'une des datations a donné un âge de 0,26 ± 0,06Ma pour un galet d'andésite- ces dépôts résultent en majeure partie du démantèlement du vocan de base.

Le cône IB est recoupé par une première caldéra sommitale (C2). Les produits en rapport avec cette structure posent encore un problème : il peut s'agir soit de coulées de cendres et ponces découvertes à l'Est près de Atenquique et au Sud-Est, soit d'écoulements liés à des nuées retombantes andésitiques à bombes observées en position stratigraphique assez basse au Nord et au Nord-Est (Los Mazos).

Unité II : un nouvel appareil lavique de dimensions plus modestes s'édifie. Il est en partie contenu par le rempart de C2 au Nord-Ouest, mais déborde largement la caldera au Sud-Ouest et au Nord-Est. Ce Nevado intermédiaire aurait fonctionné pendant 100.000 à 200.000ans dans les limites approximatives 0,3-0,1Ma. La nature des laves est en moyenne plus basique que dans le volcan antérieur (58-60% SiO_2). Des nuées retombantes à bombes hétérogènes (mélanges magmatiques), découvertes sur les versants Est (Rio Atenquique) et Sud-Est (Barranca Platanos), ou encore piégées par le rempart de C2 (La Calle) doivent être rapportées à cet appareil. Une de ces nuées a été datée de 0,08 ± 0,03Ma.

Le Nevado intermédiaire a été en grande partie détruit par un événement de type Saint Helens. La caldera C3, de 4km sur 5, ouverte vers l'Est, est le résultat d'une vaste coulée de débris d'abord dirigée et canalisée vers Atenquique, puis déviée par des reliefs vers le Sud-Est. Un résumé (Mossand et al), traite par ailleurs de cette formation qui s'étend jusqu'à 20km du sommet. Les produits de blast, sous forme de niveaux pyroclastiques grossiers renfermant des blocs de l'appareil pré-existant, et de niveaux de déferlantes très fines (cendres et ponces) ont été observés en deux endroits dans l'ouverture de la caldéra.

Cette éruption est suivie par une période d'intense activité plinienne (retombées de ponces et de cendres) dont les dépôts - 25m au total- recouvrent toute la zone sommitale du Nevado. L'association sur le terrain entre cette série et des retombées analogues émises par le centre éruptif sud, est à l'origine d'une interprétation erronée qui avait été faite de ces produits, selon laquelle elles proviendraient du Colima (Paléofuego) ou du Fuego. La place de ces retombées dans l'évolution récente du Nevado sera soulignée plus loin.

L'unité III ou Pic terminal du Nevado est un cône composé essentiellement de coulées andésitiques (≃59% SiO_2) visqueuses, épaisses, à fort pendages. Si, comme c'est le plus probable, la nuée StVincent datée de 0,08 ± 0,03Ma se rapporte au Nevado intermédiaire, son âge se réduit à moins de 0,1Ma. Cette dernière hypothèse est en accord avec le fait que des coulées du cône terminal reposent sur les retombées pliniennes citées plus haut. Probablement, des nuées Saint Vincent paraissant très récentes (affleurement de la Piste du Fuego et nuées de Los Garcia) sont-elles à rapporter à ce cône.

Unité IV - De même que l'unité II du Nevado intermédiaire, elle regroupe un appareil centré lavique, le Paléofuego (IVA), et une coulée de débris IVB consécutive à une éruption de type Saint Helens.

L'extension des coulées du Paleofuego se fait vers le Sud. Cet appareil, dont il ne subsiste qu'un croissant (fig.) a fonctionné comme volcan adventif du Nevado. Contemporain au Nevado II -ainsi qu'aux phases terminales de IB et au Nevado III?- il a probablement été un appareil supérieur en taille au Nevado intermédiaire, certaines de ses coulées s'étendant jusqu'à 13km du sommet vers le SE. Il est constitué d'andésites à deux pyroxènes (±hb). Parmi ses laves les plus anciennes une andésite est remarquable par sa basicité (55,5% SiO_2). A la suite d'un événement St Helens, la partie sommitale de ce volcan a disparu, comme l'indique la trace très nette d'une caldéra d'avalanche en fer à cheval, de 5km de diamètre, dont le plancher et le rebord montrent une déclivité vers le Sud. La coulée de débris associée à l'écroulement (cf. résumé de Mossand et al) est l'une des plus importantes connues actuellement. Elle s'étend au Sud et au Sud-Ouest du Fuego sur une surface de plus de 450km2, en formant un éventail de 25 à 35km de rayon pour un angle voisin de 90°. Les dépôts de blast observés sur la coulée totalisent 6m d'épaisseur ; ils comprennent deux niveaux pyroclastiques grossiers, hétérogènes, séparés par des passées fines de déferlantes. L'âge d'un bois carbonisé prélevé dans le niveau inférieur est de 9630 ± 400ans.

Unité V - Le cône actuel du Fuego : La période qui suit l'événement Saint Helens est caractérisée par une forte activité plinienne. Dans le volcan Sud, les retombées de ponces, cendres et lapilli qui couvrent la zone sommitale -sauf le cône du Fuego- ont environ 40m d'épaisseur. Elles avaient été attribuées antérieurement au Paléofuego. Luhr et Carmichael (1982) ont montré qu'une partie au moins d'entre elles -les 6 mètres supérieurs environ- était due au Fuego qui aurait, selon ces auteurs, 4300ans. Cet âge a été discuté (Robin et al, 1984) et ne correspond pas à l'âge des produits de blast (9360 ±400ans). La datation la plus ancienne que nous avons obtenue dans les retombées est 9300 ±400ans ; sensiblement l'âge de la caldera. Les dépôts situés sous cet horizon -environ 15m à 2-3km du rebord, de la caldéra sur les coulées du Paléofuego- correspondent à l'alternance de grosses scories, de lapilli ponceux et de cendres émises rapidement sans discontinuité ni paléosol. Il est donc probable que majeure partie -si ce n'est la totalité- des retombées pliniennes soit postérieure, comme au Nevado, à l'éruption St Helens. Les explosions se seraient produites à des rythmes rapprochés immédiatement après l'éruption pendant quelques centaines d'années au plus (destruction de dômes mis en place dans la caldera?), puis plus lentement. Ces premiers résultats, d'importance pour la connaissance de l'activité d'un volcan andésitique après un événement St Helens doivent être affinés, tant dans les retombées du Nevado que du Fuego.

Les dépôts pliniens postérieurs à la première période de crise font partie de la construction du cône dont l'activité est ± constante : phases laviques entrecoupées d'épisodes explosifs produisant des cendres et ponces. Pour la période historique au moins, des phénomènes de mélanges et la production de nuées retombantes (Saint Vincent) compliquent cette évolution. Le cône, pour l'essentiel constitué de coulées à blocs, domine de 900m environ le

plancher de la caldéra au Nord ; son versant sud, plus étalé, est régulier sur 2000m de hauteur.

III - LES CYCLES ERUPTIFS ACTUELS

Selon Luhr et Carmichael, l'activité récente du Fuego est caractérisée par des cycles d'un siècle ou plus, chacun présentant d'abord une phase effusive avec émission de coulées d'andésites très homogènes (60-61% SiO_2) suivie d'une brève phase explosive à magma plus basique (57-59% SiO_2) qui terminerait le cycle.

Pour la période historique, qui comprendrait ainsi 4 phases, les cycles sont à redéfinir pour les raisons suivantes :

1 - Les épisodes cataclysmaux, en particulier ceux caractérisés par des nuées retombantes de type St Vincent, se situeraient plutôt au début des cycles, qui doivent se terminer par une activité effusive ou/et extrusive (type coulées de 1961, 1975 et dôme actuel). Dans ce modèle, chaque apport de matériel basique juvénile à la chambre relancerait l'activité.

2 - Il n'est pas assuré qu'un cycle débute obligatoirement par des nuées retombantes de type St Vincent, une éruption plinienne importante présentant des ponces à magma hétérogène (comme les retombées de 1903) pourrait jouer le même rôle.

3 - Les cycles tels qu'ils sont définis actuellement sont basés sur les éruptions caraclysmales de 1611, 1818 et 1913. Deux d'entre-eux, délimités par 1611 et 1818 d'une part, et par 1818 et 1913 d'autre part, apparaissent donc complets. Le début du cycle antérieur à 1611 n'est pas connu. Des études de terrain et des datations sur bois carbonisés suggèrent que ce modèle pourrait être en fait plus compliqué, du moins en ce qui concerne les périodes d'activité explosive : les nuées Saint Vincent ont joué un rôle déterminant, sous estimé jusqu'alors, dans l'activité récente du volcan. Si des datations sur des écoulements pyroclastiques différents, mais associés sur le terrain, s'accordent avec un même crise (niveaux de la Barranca Beltran pour 1818 par exemple), des coulées pyroclastiques séparées par des paléosols ont des âges que le pouvoir de résolution de la méthode au C^{14} ne peut séparer. Les phases fortement explosives sont donc peut-être plus complexes qu'on ne le croyait, et certaines éruptions décrites comme pliniennes ont pu s'accompagner de coulées pyroclastiques non répertoriées. En particulier, cela pourrait être le cas pour le commencement du cycle actuel à la fin du siècle dernier ou au début du 20ème siècle.

La fréquence de ces phases et leur durée est la base pour toute recherche prévisionnelle. Parallèlement à l'évolution dynamique coexiste une évolution magmatique, que ce soit à l'échelle de l'ensemble des cycles, ou au cours d'un même cycle : un début d'homogénéisation affecte déjà les nuées de 1913 par rapport aux produits de 1903. En fin de cycle, le magma pourrait être homogénéisé. La période actuelle correspondant vraisemblablement à une fin de cycle, on pourrait assister dans un futur proche, à une reprise de l'activité explosive affectant alors des zones habitées ou en construction.

IV - PROSPECTION P.S., THERMIQUE ET MAGNETIQUE

Un résumé traite des résultats de ces études qui ont mis en évidence une structure anomalique P.S. sur le flanc nord du Fuego. Cette structure est remarquable par :

- Son amplitude qui dépasse 2000mV.
- Son extension, de l'ordre de 3km de largeur.
- Les fortes variations ΔS suivant l'horizontale.

Deux anomalies apparaissent de part et d'autre de l'anomalie positive. Une zone anomalique apparaît d'autre part sur le Volcancito.

La similitude avec les anomalies rencontrées sur les rift-zones suggère que ces structures correspondent à des zones thermales fissurées. L'hypothèse

la plus vraisemblable pour expliquer la structure PS est d'admettre l'existence d'une zone principale d'intrusions magmatiques (à la manière des rift-zones dans le volcanisme hawaiien). S'agissant ici d'un volcanisme andésitique comportant un déplacement de l'activité du nord vers le sud, la terminologie hawaiienne est à prendre cependant avec prudence. En fait, nous ne connaissons pas d'exemple ressemblant à l'étude réalisée sur le Colima.

V - SISMOLOGIE

Des enregistrements sismologiques effectués en Avril 1983 montrent que l'activité sismique pendant cette période a été faible.

Les signaux enregistrés sont de deux types :

- Quelques événements de type I (séismes volcaniques) ont une origine à l'Ouest - Nord-Ouest du cône du Fuego à moins d'1km de celui-ci. La profondeur des foyers serait inférieure à 3km.

- L'essentiel des signaux enregistrés (type II) apparaît comme des vibrations de fréquences assez élevées (6Hz), en forme de fuseau et dont la durée peut atteindre 2 minutes. Ils présentent des caractéristiques proches des trémors volcaniques ou des séismes de type B (séismes "basses fréquences" au voisinage immédiat des cratères actifs et à très faible profondeur ; h<2km). Ils sont expliqués par un phénomène de résonnance sous l'effet d'une excitation qui peut avoir comme origine la libération brutale de gaz dans les couches superficielles du cône. On peut aussi envisager l'existence de micro-explosions phréatiques. La forme de ces signaux semble fortement influencée par les conditions de site et de structure des couches.

Il apparait hautement souhaitable que ce type de volcan soit surveillé en permanence par une ou deux stations sismologiques. Dans le cas du Colima cela ne pose pas de problème technique particulier compte tenu de la présence, à proximité, d'un sommet occupé par un relais télévision d'où l'on a une vue directe sur le volcan. Une transmission radio des signaux peut ainsi être réalisée dans les meilleures conditions. Elle permettrait une surveillance continue, indispensable pour apprécier l'activité normale de cet apparail, et de déceler toute activité anormale.

VI - DEFORMATIONS

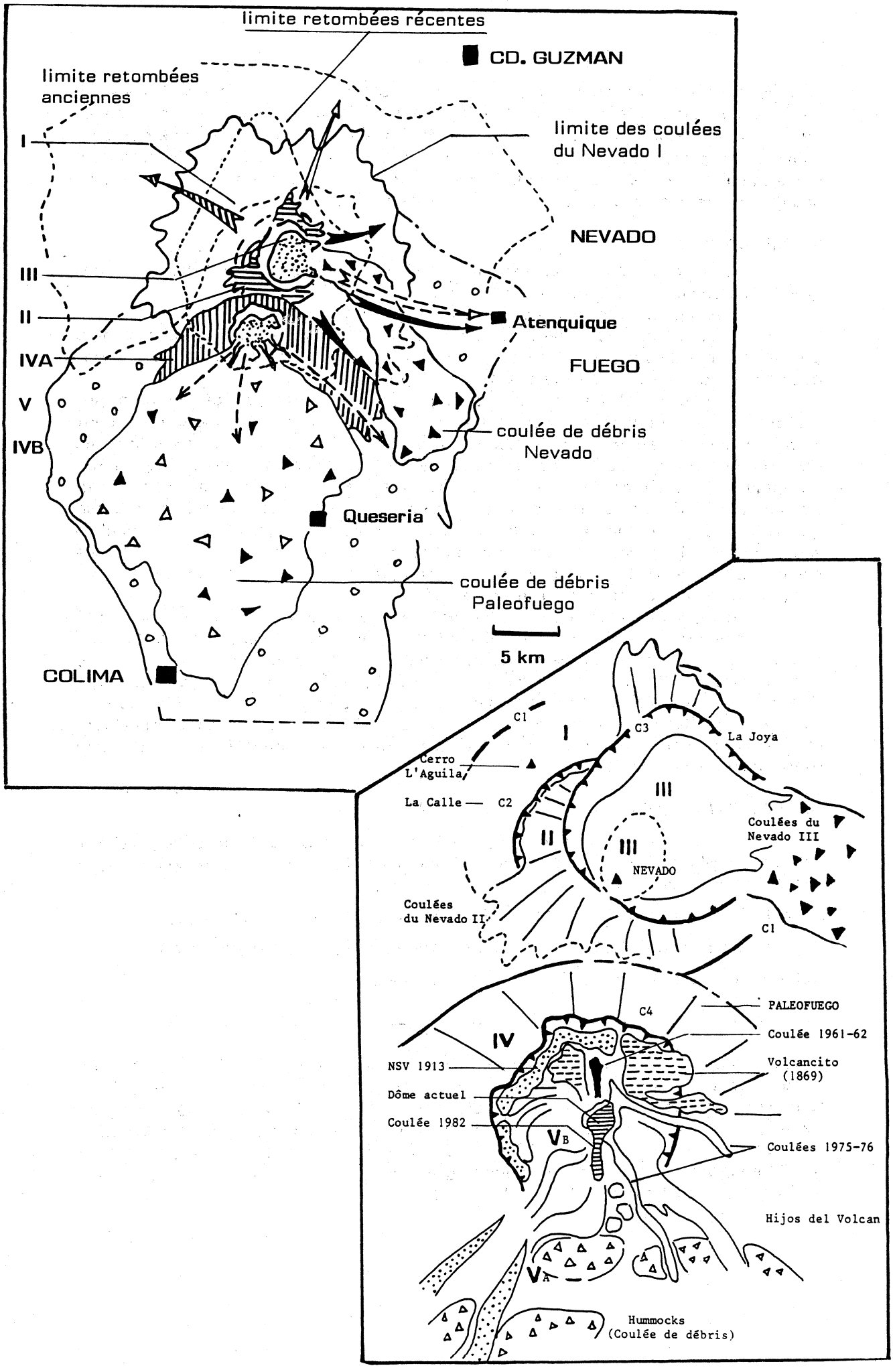
Un profil de nivellement de 8,2km de long et 4 stations dry-tilt ont été implantés autour du cône et sur le volcancito - 2stations dry-tilt ont été posées sur le Nevado.

Luhr J., Carmichael I.S.E. 1980 - Contr. Mineral. Petrol. 71, 4, 343-372.

Luhr J., Carmichael I.S.E. 1982 - Contr. Mineral. Petrol. 80, 3, 262-275.

Robin C. et al. 1984 - Bull. Pirpsev 87 - 98 pages.

Esquisse géologique des volcans de Colima : Unités I à V. Les flèches indiquent les principales directions prises par les coulées pyroclastiques flèches rayées : coulées cendreuses en relations avec C1 - Flèches claires : coulées de Los Depositos - Flèches noires NSV de type Los Mazos Atenquique et Platanos, en relation avec le Nevado - Flèches claires discontinues : coulées de cendres de Atenquique - traits discontinus : principaux écoulements NSV à partir du Fuego (B. de Montegrande et B.Beltran).


limite retombées récentes
CD. GUZMAN
limite retombées anciennes
limite des coulées du Nevado I
I
III
II
IVA
V
IVB
NEVADO
Atenquique
FUEGO
coulée de débris Nevado
Queseria
coulée de débris Paleofuego
5 km
COLIMA
C1
I
C3
La Joya
Cerro L'Aguila
La Calle
C2
II
III
Coulées du Nevado III
NEVADO
Coulées du Nevado II
C1
C4
PALEOFUEGO
IV
Coulée 1961-62
NSV 1913
Volcancito (1869)
Dôme actuel
Coulée 1982
VB
Coulées 1975-76
Hijos del Volcan
VA
Hummocks (Coulée de débris)

CORRELATS VOLCANS LABORATOIRES

ETNA

Ge_1, Ge_2, Ge_6, Ge_7, Ge_{12}, Ge_{13}, Ge_{14}, Ge_{16}, Ge_{18}, Ge_{19}, Ge_{23}, Ge_{29}, Ge_{30}, Ge_{33}.

T_4, T_8, T_9, T_{10}, T_{11}, T_{14}

Ga_1, Ga_{10}, Ga_{11}

HV_{22}, HV_{27}, HV_{28}, HV_{29}, HV_{30}, HV_{36}, HV_{37}

M_7, M_9, M_{23}, M_{32}

REUNION

HV_2, HV_3, HV_4, HV_{31}, HV_{33}

M_1, M_3, M_{24}, M_{30}

T_3, T_5, T_{16}, T_{19}

Ge_{11}

RIFT D'ASAL

Ge_{25}, Ge_{28}

Ga_3

MONTAGNE PELEE

Ge_{26}, Ge_{36}

HV_{12}, HV_{15}, HV_{21}

M_4, M_{14}, M_{16}, M_{26}

SOUFRIERE

Ge_{32}, Ge_{36}

HV_{13}, HV_{14}

M_{20}, M_{25}

T_7

COLIMA

Ge_5

MV_{34}

ETUDE HYDROGEOCHIMIQUE DU MOMOTOMBO (NICARAGUA)

S. BIGOT - Géochimie Comp. Syst., U.P.M.C. Paris

Cette opération visait à étudier l'influence de la présence d'une intrusion magmatique sur la composition chimique des aquifères avoisinnants. Elle a permis d'initier un programme de surveillance hydrogéochimique de cette zone, en relation avec l'activité du volcan Momotombo, le plus directement lié à cette intrusion.

Les terrains rencontrés sont constitués de dépôts volcaniques, coulées et pyroclastites, recouvrant une série sédimentaire composée de tufs calcaire, de schistes et de grès.

Les eaux étudiées ont des compositions qui se situent entre deux pôles distincts:

1. le pôle bicarbonaté mixte, peu minéralisé, avec des températures inférieures à 30°C. Ce faciès chimique est caractéristique des aquifères sub-superficiels en milieu sédimentaire.

2. le pôle chloruré sodique, relativement minéralisé avec des températures avoisinnant 50°C. La prédominance des ions Na et Cl est inhabituelle dans les aquifères au contact de terrains d'origine volcanique, où les sulfates et les ions alcalino-terreux jouent un rôle important. Par contre, cette composition est révélatrice de l'existence d'un système hydrothermal de haute température, en profondeur. L'importance des ions bicarbonatés et la valeur modérée des températures relevées laisse supposer que les fluides hydrothermaux ont traversé la nappe phréatique et se sont mélangés avec les eaux souterraines superficielles, pour donner une composition mixte.

La surveillance de cette zone sera effective à la fin de l'année 1984.

SURVEILLANCE HYDROGEOCHIMIQUE DU LAC DE CRATERE DU POAS (COSTA RICA)

S. BIGOT - Géochimie Comp. Syst., U.P.M.C. Paris

Au même titre que la surveillance hydrogéochimique des aquifères en domaine volcanique, l'étude de l'évolution de la composition des lacs de cratère fournit des informations sur les modifications subi par le système en relation avec l'activité éruptive. L'atténuation de l'information due à l'extrême minéralisation de ces milieux est contrebalancée par leur position privilégié par rapport aux émissions fumerolliennes.

Le lac de cratère du Poas à un diamètre de 200 m. pour une profondeur estimée de 50 m. environ. Sa température moyenne est de 50°C. Le pH est extrèmement acide: 0.34. Sa composition est définie, presque exclusivement, par les ions H^+, SO_4 et Cl, qui représentent 97% de la minéralisation totale, avec un rapport Cl/S=0.60.

Les éléments constitutifs de l'eau du lac sont dérivés de produits volcaniques selon deux processus:

1. la mise en solution de composés volatils associés à l'activité fumerolienne (HCl, H_2SO_4)

2. le lessivage, par les eaux acides, des matériaux andésitiques qui libèrent des ions Ca, Mg, Na et K.

Les ions Cl, extrèmement solubles, se maintiennent presque intégralement en solution. Par contre, les composés soufrés subissent une oxydation qui conduit rapidemment, dans ce milieu acide, à la formation de soufre élémentaire. Celui-ci s'accumulerait par gravité au fond du lac, sous une couche de dépôts d'altération, de moindre densité. Les cations sont saturés, à l'équilibre, en solution et précipitent sous forme de sulfates (gypse, alunite).

Depuis la mise en place de la surveillance, en 1981, on constate une diminution du soufre total et de l'ensemble des cations, pour une concentration en chlorure croissante. Le ressèrement de l'échantillonnage, réalisé en 1984, permettra de faire la part des dilutions dues aux apports météoriques, et de préciser l'origine des phénomènes observés.

ETUDE HYDROGEOCHIMIQUE DE L'ARENAL (COSTA RICA) - MODIFICATIONS LIEES A L'ACTIVITE ERUPTIVE

S. BIGOT - Géochimie Comp. Syst., U.P.M.C. Paris

L'intérêt hydrogéochimique de l'Arenal réside dans le fait que seule une partie de l'édifice a été affectée par l'éruption depuis 1968. L'autre versant représente, en quelque sorte, le système tel qu'il était avant la reprise d'activité. On dispose ainsi d'un système de référence permettant de dresser un bilan des apports et des modifications liés à l'activité éruptive.

Les flancs de l'Arenal sont constitués d'une alternance de tufs et de cendres altérés, et de sols. Ces niveaux, très imperméables, limitent la pénétration des eaux d'infiltration. Les circulations de subsurface prédominent largement. Dans la zone active, les formations récentes, qui ont recouvert les anciens reliefs, possèdent une perméabilité d'interstice importante entrainant une infiltration très rapide des eaux météoriques jusqu'aux paléovallées.

Les compositions chimiques de ces eaux montrent un clivage très net entre ces deux systèmes:

1. dans la zone inactive, les eaux sont de type bicarbonaté calcique, froides, légèrement alcalines, peu minéralisées. Ce groupe se caractérise par une très grande unité de faciès. Le bilan géochimique donne comme origine à cette minéralisation: atmosphère et sols (87%) lessivage de produits volcaniques (11%) et précipitation (2%).

2. dans la zone active, les eaux sont de type chloruré mixte, chaudes, acides et très minéralisées. Les compositions sont très variables et reflètent la différence de nature des matériaux lessivés: dépôts de nuées, coulées de boues ou laves. La minéralisation est essentiellement d'origine volcanique: gaz dissous, incrustations fumerolliennes et lessivage de cendres.

La surveillance hydrogéochimique, initiée en 1981 et portant sur cinq sites, a été accentué en 1983, avec un échantillonnage mensuel.

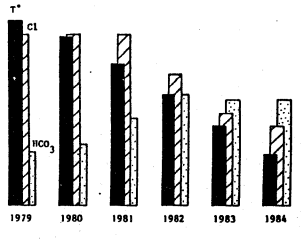
SURVEILLANCE HYDROGEOCHIMIQUE DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE

S. BIGOT - Géochimie Comp. Syst., U.P.M.C. Paris

Ce programme de surveillance a été mis en place en 1979, à l'initiative de l'I.P.G. Il porte sur l'étude en semi-continue de la composition chimique de six sources thermales proches du dôme.

L'alimentation de ces sources résulte d'une infiltration des eaux météoriques dans les dépôts pyroclastiques récents ceinturant le sommet. Le dôme lui-même, bien que présentant une fracturation importante, est entièrement imperméabilisé par l'altération fumerollienne. Après un temps de séjour relativement bref dans des aquifères très superficiels, ces eaux sont évacuées à la périphérie du dôme, le long de la fracturation radiale. A ces exurgences sont associées des émissions fumerolliennes dues pour l'essentiel à une mobilisation d'une partie de l'aquifère dans les zones profondes.

Les eaux du dôme de la Soufrière sont de type sulfaté chloruré calco-magnésien, chaudes, acides et très minéralisées. Ce faciès, caractéristique des circulations en domaine volcanique, a une double origine: le lessivage des dépôts pyroclastiques et l'apport des gaz magmatiques. Ace titre, on constate depuis le début de la surveillance une évolution du site Carbet 1'Echelle, le plus proche du dôme. La température a diminué régulièrement de 70°C en 1979 à 42°C en 1984. De même les chlorures, correction faite des importantes variations saisonnières d'origine météorique, ont diminué d'un facteur 2. Parallèlement, les ions bicarbonates ont augmenté dans un rapport parfaitement corrélé avec la variation calculée de solubilité de la calcite avec la température.



Cette évolution reflète une diminution des apports volcaniques qui implique soit une isolation de l'aquifère par colmatage des fissures, soit une diminution des émissions gazeuses.

ETUDE HYDROGEOCHIMIQUE DE L'ETNA

S. BIGOT - Géochimie Comp. Syst.,U.P.M.C. Paris

Le cône de l'Etna repose sur un socle de terrains sédimentaires imperméables qui délimite la base des aquifères. Compte tenu de l'extrême porosité des dépôts volcaniques, les eaux météoriques s'infiltrent dans l'édifice pour alimenter des aquifères qui remplissent les anciennes dépressions. Les sources sont situées uniquement à la périphérie de l'édifice, au contact avec les terrains sédimentaires. Une seule exception: la Vallée del Bove qui contient des niveaux imperméables résultant d'altérations dans la grande caldera.

La composition des sources inventoriées permet de différentier deux groupes principaux:

1. le groupe bicarbonaté sulfaté sodique auquel appartient la majorité des sources, indépendamment de leur localisation géographique. Ce faciès chimique, très homogène, résulte typiquement d'un lessivage des dépôts volcaniques constituant le cône. Cet ensemble comprend les sources périphériques de minéralisation moyenne et les sources d'altitude plus proches des eaux météoriques
2. le groupe bicarbonaté calcique à sodique correspond à deux zones, très localisées. Bien que conservant des caractères d'origine essentiellement volcanique (Cl et SO_4 élevé) la composition de ces eaux reflète une participation importante des terrains sédimentaires. Ces compositions de mélange résultent d'interactions subies par les aquifères dans les zones fracturées, au contact des terrains sous-jacents.

Dans ce contexte le site de milo a été retenu comme étant le plus susceptible de répondre aux objectifs fixés. Situé à la fermeture de la Vallée del Bove, il draine exclusivement la partie sommitale du volcan. Sa faible minéralisation constitue un bruit de fond réduit sur lequel les apports liés à l'activité sont mieux définis. Enfin, la faible dimension du bassin versant, comparée à celle des sources périphériques, permet d'espérer une réponse rapide du système, compatible avec la notion de prévision des phénomènes.

Depuis 1984 ce site fait l'objet d'un échantillonnage automatique régulier.

RESEAUX GEODESIQUES AU PITON DE LA FOURNAISE POUR L'ETUDE DES DEFORMATIONS.

P.A. Blum, J.C. Ruegg, Y. Egels, G. Nogier et al.

Un premier réseau géodésique de surveillance des déformations a été installé dès décembre 1980 au Piton de la Fournaise. En février 1981, une éruption se produisait une semaine après l'émergence d'une activité sismique et après que des mesures géodésiques de contrôle aient permis d'en déceler l'imminence. Un point situé près du cratère Bory montrait un vecteur déplacement de 18 cm, perpendiculaire au champ de fissures créé lors de l'éruption.

Dans le cadre du PIRPSEV, nous avons établi un programme d'étude des déformations mettant en oeuvre un réseau géodésique de précision associé à un levé photogrammétrique à grande échelle. Ce projet établi en collaboration avec l'IGN et le Service Topographique d'EDF a vu sa première phase réalisée en automne 1981.

Le réseau géodésique et le levé photogrammétrique ont été réitérés en juin 1984 après les éruptions de décembre 1983 et janvier 1984. Les résultats de l'analyse photogrammétrique sont présentés par ailleurs. La remesure du réseau géodésique indique en tous cas que les déformations résultantes sont faibles (inférieures à 10 cm de déplacement relatif) et limitées à la zone sommitale..

Cependant l'intérêt de cette étude est surtout méthodologique car elle permet de démontrer qu'un levé photogrammétrique associé à une géodésie de précision permet d'établir à terme une véritable cartographie tridimensionnelle de la déformation d'un édifice volcanique. Ce type d'étude devrait être étendu prochainement à d'autres volcans laboratoires et notamment au rift d'Asal-Ghoubbet à Djibouti.

ETUDE ISOTOPIQUE DES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LE VOLCAN DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE

B. BLAVOUX

Des analyses d'oxygène 18, de deutérium et de tritium sur les pluies, les sources froides et chaudes ont permis de définir très précisément l'environnement isotopique du massif de la Soufrière. Seules les sources issues des aquifères du pourtour actif du dôme (Galion et Carbet) fortement minéralisées, sous influence fumérolienne et à temps de renouvellement court dans les pyroclastiques récents sont susceptibles d'enregistrer de façon rapide et significative les modifications physico-chimiques des gaz souterrains précédant les crises volcaniques. Alors que toutes les sources se situent dans un diagramme ^{18}O -^{2}H sur la droite des eaux météoriques, les premiers résultats de l'étude en cours sur la vapeur d'eau des fumerolles montrent des enrichissements importants en ^{18}O et à un degré moindre en ^{2}H. Ces enrichissements des condensats indiquent des échanges à haute température des eaux météoriques infiltrées avec l'encaissant andésitique et résultent aussi d'un fractionnement du à la dépressurisation durant l'ascension de la vapeur. Des différences nettes entre les teneurs isotopiques de quelques condensats prélevés en 77-78 et 79 et les teneurs actuelles, témoignent d'une évolution du régime hydrique et thermique du dôme : pénétration moins profonde des eaux météoriques et ou contact moins chaud avec l'encaissant suite à un colmatage ou une baisse de l'activité fumerollienne ?

APPLICATION DE DIVERSES METHODES ELECTRIQUES SUR LE MERAPI - M. HALBWACHS - C.F.R. - C.N.R.S. GIF-SUR-YVETTE

Une mission d'études géophysiques a été réalisée sur le Mérapi en 1980 dans la continuité d'autres campagnes menées en 1978 et 1979 par le L.E.T.I./M.A. du C.E.N. Grenoble. Le but est d'essayer d'obtenir certains indices suggérant une migration de l'activité éruptive du dôme actuel (S/SW) vers le secteur E/SE dans l'axe Woro-Guendol. Diverses méthodes ont été appliquées :

- Une carte de la Polarisation Spontanée (PS) de la zone sommitale a été reproduite avec une excellente définition. Nous avons retrouvé la même configuration générale que celle obtenue en 1979 par le L.E.T.I. avec cependant la migration significative de certaines anomalies. Les zones fumerolliennes présentent toujours un potentiel positif entouré d'anomalies négatives très prononcées. Le dipôle électrique résultant dépasse 300 mV d'amplitude. L'origine du phénomène est clairement expliquée par un mécanisme d'électrofiltration à l'intérieur de cellules de convection.
- Un réseau d'électrodes $Pb/PbCl_2$ a été implanté à demeure sur la zone menacée et sera relevé pendant plus d'un an avant sa destruction indiquant une bonne reproductivité des mesures.
- Un profil PS a été effectué radialement jusqu'au contact de la lave du dôme extrusif. Un phénomène proprement thermoélectrique a donc été relevé pour la première fois.
- Des sondages électriques de type Schlumberger ont été réalisés sur la zone Woro/Guendol. Aucun indice d'un milieu conducteur sous-jacent n'a été relevé jusqu'à une profondeur de l'ordre de 50 m. Rappelons que le L.E.T.I./M.A. avait effectué une expérience originale de mise à la masse du dôme d'extrusion et montré une extension du conducteur magmatique dans l'axe Woro/Guendol. Ce conducteur semble sonc être situé au delà des 50 m.
- Accessoirement, plusieurs mesures d'anisotropie tellurique ont été effectuées au cours de cette campagne pour évaluer une éventuelle canalisation des nappes de courants telluriques à proximité des édifices volcaniques. Nous avons notamment effectué des mesures au fond du cratère du Tambora, à Sumbawa, et dans la caldeira du Bromo alors en éruption. L'anisotropie régionale, très nette, ne semble pas modifiée par la présence des volcans.

POLARISATION SPONTANEE SUR LE SITE DE L'ARDOUKOBA

M. HALBWACHS - C.F.R. - C.N.R.S. GIF-SUR-YVETTE

Une campagne de relevés de la polarisation spontanée (PS) des sols a été effectuée en avril 1979 sur le segment de rift émergé séparant le lac Asal du Ghoubbet El Kharab. Le but de ces mesures était double :

- Etude localisée de l'effet d'une éruption volcanique fissurale sur la PS des terrains encaissants.
- Etude à une échelle plus étendue des gisements géothermiques régionaux et du phénomène de bombement tectonique affectant la partie centrale du rift.

L'éruption volcanique de l'Ardoukoba est caractérisée par un système de fissures effusives en échelon. Lors de nos mesures, 5 mois après l'éruption, les intrusions de basalte n'ont pas eu le temps de se refroidir notablement et il était intéressant d'étudier les modifications apportées à la PS des sols recouvrant ces dykes enfouis.

Un profil principal de 3 km a été précisement relevé, perpendiculairement à l'axe du rift et situé à 900 m du volcan. Une anomalie négative, bien résolue, et de l'ordre de 100 mV est mise en évidence exactement dans l'axe de la fissure du volcan. Une cartographie détaillée de cette anomalie est réalisée. La direction des équipotentielles révèle sans ambiguité une géométrie axiale et confirme bien sa position à l'aplomb de la fissure du volcan. La source de cette anomalie est attribuée à la présence, à une profondeur de l'ordre de la centaine de mètres, d'une intrusion de lave chaude ou en fusion. Sa forme, nettement asymétrique, est discutée en fonction de l'existence d'un contact vertical séparant deux terrains de résistivités connues par ailleurs. Un modèle est proposé qui rend correctement compte quantitativement de cette asymétrie. Les mécanismes possibles sont discutés (électrofiltration effet thermoélectrique) mais aucune conclusion n'a pu être établie à partir de ces données.

Deux autres profils de 3,5 km réalisés sur la piste Djibouti-Tadjoura ont montré une anomalie principale négative, de 300 mV d'amplitude et d'une extension supérieure à 3 km, modulée par des anomalies secondaires. Une interprétation possible serait l'existence d'un réservoir géothermique situé à une profondeur supérieure à 1 km.

ETUDE MAGNETOTELLURIQUE ET POLARISATION SPONTANEE DES VOLCANS DU NICARAGUA ET DU POAS

M. HALBWACHS - C.F.R. - C.N.R.S. - GIF-SUR-YVETTE
Y. BENDERITTER - C.R.G. - C.N.R.S. - GARCHY
A. CREUSOT-EON - I.N.E. - MANAGUA - NICARAGUA

Une mission effectuée en 1983 a complété une étude géophysique des volcans Nicaraguayens effectuées en 1981 (financement du Ministère des Relations Extérieures).

Le Momotombo présente l'intérêt exceptionnel d'être un volcan en cours de reprise d'activité après 80 années d'assoupissement. Les températures relevées augmentent depuis 10 ans et ont atteint cette année (1984) le seuil critique des 900 °C. Parallèlement, les champs de fumerolles s'étendent de plus en plus sur les parois du cratère. Les phases d'évolution de ce réveil doivent donc être tout spécialement surveillées.

Nous avons effectué une série de sondages audiomagnétotelluriques (AMT) dans le cratère du volcan. Les résultats conduisent à des conclusions claires sur la répartition des résistivités des sols. Ils indiquent la présence, sous un terrain de résistivité normale ($\sim$ 200 Ωm), d'un corps conducteur d'extension latérale importante, dont la résistivité est inférieure à quelques Ωm. Le contraste de résistivité est ici parfaitement défini, le plafond du corps conducteur se trouvant situé à une profondeur de l'ordre de 200 m. Rien n'interdit de penser qu'il s'agit d'une intrusion magmatique dont la localisation et le suivi temporel s'avèrent déterminant pour la surveillance de ce volcan. D'autres sondages ont été réalisés sur le Cerro Negro, le Telica et le Mombacho qui serviront de références pous une surveillance multidate de ces volcans.

Des sondages AMT effectués dans la caldeira du volcan Poas ont montré par contre que la conductivité exceptionnelle des sols rend inefficace cette méthode.

Une prospection de la Polarisation Spontanée (PS) autour du centre actif du Poas a nettement révélé le contraste PS entre les zones chaudes (potentiel positif) et la ceinture de condensation des fluides (potentiel négatif) par un gradient PS brutal et très localisé. La surveillance dans le temps de la position de ce gradient est une méthode qualitative intéressante pour évaluer l'échauffement ou le refroidissement global des terrains sous-jacents.

DEFORMATIONS ACTUELLES DU RIFT D'ASAL-GHOUBBET

J.C. Ruegg, M. Kasser, J.C. Lépine.

La crise sismo-volcanique de l'Ardoukoba en novembre 1978 avait donné lieu à des déformations importantes,

- extention maximum de 2,40 m perpendiculairement à l'axe du rift.
- effondrement du plancher interne du rift d'environ 70 cm et relèvement des bordures de l'ordre de 15 cm.

Ces déformations, constatées lors de la réitération d'un grand réseau géodésique (mis en place en 1973), étaient pour l'essentiel cosismique c'est à dire instantanées et associées à cet EPISODE DE RIFTING caractéristique du fonctionnement de ce segment de dorsale.

Dès 1979, un réseau géodésique plus dense était mis en place à l'intérieur du rift pour une étude plus détaillée des déformations. Une surveillance annuelle de l'évolution des déformations dans le rift a été réalisée dans le cadre du PIRPSEV et une remesure quasi complète de tous les réseaux existants a été effectuée en mars 1984.

Les résultats obtenus depuis 1979 montrent que:

- Le plancher interne du rift a subi une extension de 15×10^{-6}/an: les deux bords du plancher interne se sont écartés régulièrement à la vitesse de 60 mm/an.
- Un mouvement général de gonflement de tout le rift est mis en évidence par la réitération du nivellement effectué en 1984: l'inflation totale dans la zone centrale du rift est d'environ 15 cm depuis 1979.
- Par rapport à ce bombement d'ensemble, un effondrement relatif du plancher interne d'environ 4 cm, correspond au rejeu en fluage des failles normales actives qui le bordent.

L'inflation ainsi détectée correspond probablement au remplissage d'une chambre magmatique à une profondeur de l'ordre de 5 km. Ces résultats sont très importants car ils montrent l'effet conjoint de la dérive des plaques et du magmatisme et indiquent que l'activité des dorsales n'est pas limité à des épisodes brusques de rifting du type 1978.

APPORT DE LA PETROGEOCHIMIE DES PRODUITS PYROCLASTIQUES PONCEUX A LA CHRONOSTRATIGRAPHIE DU SUD DE LA GUADELOUPE, ANTILLES

Nicole VATIN-PERIGNON[1,2], Michel P.SEMET[2,3] et Françoise BLANC

1- Institut Dolomieu, Grenoble; 2- Observatoires Volcanologiques, I.P.G. Paris; 3- Géochimie C. et S., U.P.M.C., Paris

Quatre grandes unités volcaniques sont mises en évidence dans le sud de la Guadeloupe par les travaux de terrain: (1) la Chaine Axiale (CA); (2) les Monts Caraïbes (MC); (3) la Chaine de Bouillante (CB); (4) les volcans de la Grande Découverte (GD) et de la Madeleine (M). Nous avons utilisé la pétrogéochimie des dépots ponceux comme outil tephrochronologique pour pallier les difficultés de corrélation directe.

Un certain nombre de gisements de ponces andésitiques souvent bicolores se rattachent au lieu type de la carrière du Bouchu (1 km au N de Vieux-Habitants). Ces roches sont caractérisées par une paragenèse à Pl (An90-88,An75-55) + Opx (En55) + Cpx + Mt (Ulv50-30) + Ol(Fo68), par leur teneur en SiO2 voisin de 60% et par des rapports SiO2/Th et La/Th de 35,6 et 3,9. Nous rattachons ces gisements au volcanisme CA et, semblant postérieurs à la coulée andésitiques du Plessis (0,6 MA; Blanc, 1983), ils représenteraient un évènement tardif dans l'activité de cette chaine.

Bien que des affleurements de roches pyroclastiques ponceuses soient connus dans les Monts Caraïbes leur étude n'a pas été menée et rien ne permet encore de les rattacher à l'une ou l'autre des unités volcaniques définies ci-dessus. Cependant, au lieu-dit Blanchette (4 km au N du Baillif) des cendres et scories basaltiques recouvrent des dépots pliniens andésitiques à dacitiques surmontant la coulée du Plessis. Ces cendres et scories basaltiques pourraient appartenir à un épisode du volcanisme MC (0,5 MA; Blanc, 1983) dont elles seraient l'affleurement le plus septentrional, d'autres jalons étant connus au Baillif et à Basse-Terre. La géochimie des éléments traces des retombées sous-jacentes les rapprochant des volcanites CA-CB, elles constitueraient un autre épisode ponceux de cet ensemble, minéralogiquement différent des ponces bicolores.

Dispersés également dans la région de Vieux-Habitants se retrouvent des coulées et des retombées ponceuses de composition dacitique à rhyolitique ou le Qtz est généralement exprimé. Ces affleurements sont attribués par Gadalia (1984) au volcanisme méridional CB (0,325 - 0,108 MA). Ces roches forment effectivement un ensemble pétrogéochimique bien défini auquel pourrait appartenir les dépots à Qtz au N et NE du Baillif. D'autres coulées de ponces rubanées à Qtz sont connues dans le secteur de Trois-Rivières (côte atlantique). Les dépots de cet épisode se distinguent cependant de ceux du secteur de Vieux-Habitants par leurs caractères géochimiques qui les rapprocheraient plutôt des épisodes précoces du volcanisme GD ou M.

Des coulées et retombées de ponces andésitiques stratigraphiquement plus jeunes que ces derniers dépots ont été cartographiés dans le secteur Baillif - Basse-Terre - Boucan Mont d'Or - Trois Rivières - Capesterre. Ces ponces forment un ensemble pétrographiquement et géochimiquement homogène mais distinct des volcanites CA-CB, ce qui permet de regrouper plusieurs de leurs gisements isolés. Au lieu type de la carrière du Calbassier (quartier PINTADE de Basse-Terre) les ponces sont des andésites (SiO2 = 61%) à Pl(An80-70) + Opx(En60-58) + Cpx + Mt(Ulv40-35). Les rapports SiO2/Th et La/Th sont de 24,4 et 3,4 respectivement. La corrélation tephrochronologique de ces divers dépots confirme que les ponces de Pintade représentent l'évènement pyroclastique majeur du sud de la Basse-Terre ce qui était suggéré par les données de terrain. L'age de l'évènement volcanique à l'origine de ces pyroclastites n'est pas connu avec précision: il est inférieur à celui des ponces à Qtz CB (0,25-0,11 MA) et supérieur à environ 36.000 ans (14C sur bois carbonisés). L'évènement de Pintade est unanimement attribué à l'ouverture de la caldeira de la Grande Découverte.

En l'absence de continuité entre les affleurements ponceux et de moyens macroscopiques de corrélation, la pétrogéochimie s'est révélée être un outil indispensable dans la reconstitution de l'activité volcanique du sud de la Basse-Terre.

BIBLIOGRAPHIE DES EQUIPES DU P.I.R.P.S.E.V

P. ALLARD, D. DAJLEVIC et H. TAZIEFF - 1979 - Observations of seafloor spreading in Afar during the november 1978 fissure eruption - Nature, vol. 279, n° 5708, p. 30-33.

P. ALLARD - 1979 - 13C/12C and 34S/32S in magmatic gases from ridge volcanism in Afar - Nature, vol. 282, 7534, p. 56-58.

P. ALLARD et H. TAZIEFF - 1979 - Phénoménologie et cartographie thermique des principales zones fumerolliennes du Merapi (Indonésie) - C.R.A.S., Paris, D 288, 747-750.

P. ALLARD - 1980 - Composition isotopique du carbone dans les gaz d'un volcan d'arc : le Momotombo (Nicaragua) - C.R.A.S., Paris, D 290, 1525-1528.

P. ALLARD - 1980 - Proportions des isotopes 13C/12C du carbone émis à haute température par un dôme andésitique en cours de croissance : le Merapi (Indonésie) - C.R.A.S, Paris, D 291, 613-617.

P. ALLARD - 1980 - Caractéristiques géochimiques des volatils émis par l'éruption volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Asal - Bull. Soc. Géol. Fr., n° spécial 6, t. XXII, p. 825-830.

P. ALLARD - 1981 - Composition chimique et isotopique des gaz émis par le nouveau dôme andésitique de la Soufrière de St Vincent (Antilles) - C.R.A.S, Paris, série II, D 510, 721-724.

P. ALLARD, C. JEHANNO et J.C. SABROUX - 1981 - Composition chimique et isotopique des produits gazeux et solides de l'activité éruptive du Krakatau (Indonésie) pendant la période 1978-1980 - C.R.A.S, Paris, série II, D 634, 1095-1098.

P. ALLARD et L. PARDYANTO - 1981 - Mantle helium in 900°C gases from a growing andesitic dome in Indonesia, and 3He flux from Island Arc volcanoes - IAVCEI Symposium on Arc volcanism, Tokyo, sept. 1981, p. 3.

P. ALLARD - 1982 - Stable isotope composition of hydrogen, carbon and sulphur in magmatic gases from Rift and Island Arc volcanoes - Bull. Volc., vol. 45-3, Naples, Italie.

P. ALLARD et D. DAJLEVIC - 1983 - 13C/12C ratios of CO2 from active island arc volcanoes in Java, Indonesia - XVIII° Assemblée Générale UGGI, Hambourg, août 83, symposium, IAVCEI on volcanic gases and aerosols, abstract p. 23.

P. ALLARD - 1983 - The origin of hydrogen, carbon, sulphur, nitrogen and rare gases in volcanic exhalations : evidence from isotope geochemistry - Developments in volcanology, Elsevier, Amsterdam, vol. 1, Forecasting Volcanic Events, Ed. H. Tazieff et J.C. Sabroux, chap. 25, p. 337-386.

P. ALLARD - 1983 - Facing hazards from the reawakening of dormant explosive volcanoes : the exemples of Mt St Helen's, Chichon and Galunggung in 1980-1982 - Forecasting Volcanic Events, chap. 37, p. 561-584.

P. ALLARD, D. DAJLEVIC et H. TAZIEFF - 1981 - Caractéristiques géochimiques des volcatils émis par le volcanisme des zones de rift : l'éruption d'Ardoukoba, Rift d'Asal, Djibouti nov. 78 - Bulletin PIRPSEV n°35.

C. ARCHAMBAULT, J. STOSCHECK et J.C. TANGUY - 1980 - Analyse et surveillance thermique de l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°11.

C. ARCHAMBAULT, G. SCARPINATI, J. STOSCHEK et J.C. TANGUY - 1982 - Résultats des mesures de températures de sol effectuées dans la zone sud de l'Etna du 20 janvier 1980 au 4 avril 1981 - Bulletin PIRPSEV 66.

C. ARCHAMBAULT - 1982 - Télésurveillance thermique du volcan Etna - ARGOS Newsletter, n° 15, octobre 1982.

C. ARCHAMBAULT - 1983 - Le système ARGOS pour la surveillance thermique de l'Etna - Nouvelles de France, n° 120, février 1983.

M. ARNOLD, P. BUAT-MENARD et R. CHESSELET - 1978 - The heavy metal chemistry of atmospheric particulate matter by emitted Mt Etna volcano - Geophys. Res. Letters, 5, 1978, p. 245-248.

M. AUBERT et J.F. LENAT - 1982 - Structure of the Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) from magnetic data - Journal of volcanology and geothermal research, 12, 361-392.

M. AUBERT et G. KIEFFER - 1983 - Circulation souterraine dans les structures volcaniques du versant sud de l'Etna ; Résultats des données de potentiel spontané - Compte rendu Académie des Sciences de Paris, t. 296, série II, p. 1003-1006.

M. AUBERT et G. KIEFFER - 1984 - Evolution d'une intrusion magmatique dans le flanc sud de l'Etna entre juin 1982 et juin 1983 ; Résultats de potentiel spontané (P.S.) et essai d'interprétation de l'éruption de 1983 - Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 298, 2, 8, p. 379-382.

M. AUBERT, R. AUBY, F. BOURLET et Y. BOURLET - 1984 - Contribution à la surveillance de l'activité de l'Etna à partir de l'étude des zones fumerolliennes - Bulletin volcanologique (à paraître).

P. BACHELERY - 1981 - Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) : étude volcanologique structurale et pétrologique - Thèse de spécialité, Université de Clermont-Ferrand.

P. BACHELERY et L. CHEVALLIER - 1982 - Carte volcano-tectonique du Massif de la Fournaise et note explicative - Institut de Physique du Globe de Paris et Observatoire volcanologique de la Réunion.

P. BACHELERY, L. CHEVALIER et J.P. GRATIER - 1983 - Critères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) - C.R.A.S, Paris, t. 296, série II, p. 1345-1350.

P. BACHELERY - 1981 - Les caractéristiques de l'éruption du 13 et 14 juillet 1979 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) - 8° R.A.S.T Marseille.

R. BALLESTRACCI - 1980 - Profils magnetotelluriques sur le Stromboli Bulletin PIRPSEV n° 16.

R. BALLESTRACCI - 1981 - Sondage magnéto-tellurique dans la gamme 8Hz-170Hz à proximité de l'Ardokouba (Rift d'Asal) - Bulletin PIRPSEV n°20.

R. BALLESTRACCI - 1981 - Structure interne de la partie haute du Stromboli - Bulletin PIRPSEV n°38.

R. BALLESTRACCI - 1982 - Modélisation de la structure interne et du fonctionnement du Vulcano (Italie) à partir de profilages magnéto-telluriques - Bulletin PIRPSEV n°59.

R. BALLESTRACCI - 1980 - Sondages magnétotelluriques dans le Rift d'Asal - Bulletin Société Géologique de France, tome XXII n°6, pages 873-879.

R. BALLESTRACCI - 1980 - Sondages magnétotelluriques dans le Rift d'Asal - CR Académie des Sciences, tome 290.

R. BALLESTRACCI - 1982 - Self potential survey near the craters of Stromboli volcano; Inference for internal structure and eruption mechanism.

R. BALLESTRACCI - 1982 - Audiomagnetotelluric profiling on the volcano Stromboli, internal structure and mechanism of the strombolian activity.

A. BARONNET - 1984 - Growth kinetics of the silicates; A review of basic concepts - Fortschr. Mineral. 62, 38 pages.

J.M. BARDINTZEFF - 1980 - Etude du phénomène de nuée ardente - Bulletin PIRPSEV n°18.

J.M. BARDINTZEFF et J.C. MISKOVSKY - 1984 - Identité granulométrique des tephras volcaniques - Bulletin PIRPSEV n°86.

J.M. BARDINTZEFF et G. BOUDON - 1979 - Nuées ardentes de l'éruption d'avril-mai 1979 de la Soufrière St Vincent (Antilles) - C.R.A.S Paris t. 289, série D, p. 891-894.

J.M. BARDINTZEFF - 1979 - Dynamisme différent des 3 volcans actifs du Guatemala - 7° Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, avr.79, p. 79.

J.M. BARDINTZEFF - 1980 - Evolution des phénocristaux et de leurs inclusions magmatiques dans la dacite du dôme de Santiaguito (Guatemala) - C.R.A.S Paris t. 290, série D, p. 743-746.

J.M. BARDINTZEFF et R. CLOCCHIATTI - 1980 - Les inclusions vitreuses des plagioclases des dépôts de nuées ardentes de l'éruption d'avril 79 de la Soufrière St Vincent (Antilles). Un apport à la compréhension du dynamisme - C.R.A.S Paris t. 291, série D, p. 529-532.

J.M. BARDINTZEFF, R. CLOCCHIATTI et J. WEISS - 1980 - Evolution chimique des liquides magmatiques bloqués dans les phéncristaux de plagioclase et de pyroxène du dôme dacitique du Santiaguito (Guatemala) - 8° Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Marseille, févr. 80, p. 24.

J.M. BARDINTZEFF et R. CLOCCHIATTI - 1980 - Données concernant le mécanisme de déclenchement des nuées ardentes par l'étude des liquides silicatés inclus dans les plagioclases : l'éruption du 13 avril 1979 de la Soufrière St Vincent - 12° A.G. Association internationale de Minéralogie, Orléans, 4-5 juillet 1980, p. 122-123.

J.M. BARDINTZEFF, R. CLOCCHIATTI et F. KERINEC - 1982 - Quelques données préliminaires sur le dôme actuel du volcan Merapi - 9° Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris , mars 82, p.335.

J.M. BARDINTZEFF - 1982 - Minéraux et verres des produits émis par la Soufrière St Vincent (Antilles) en avril-mai 1979 - Société Française de Minéralogie et Cristallographie.

J.M. BARDINTZEFF - 1983 - Les pyroxènes et leurs inclusions, marqueurs privilégiés des nuées ardentes (St Vincent, Antilles) - Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie.

J.M. BARDINTZEFF - 1983 - Représentativité des verres de l'éruption 1979 de la Soufrière St Vincent (Antilles) - Bulletin S.G.F.

J.M. BARDINTZEFF - 1983 - Volcanological dynamisms : evidence from tephra of Merapi volcano (Java, Indonésie) - Second european union of geosciences meeting, Strasbourg, Terra Cognita, 3-2-3, p. 143.

J.M. BARDINTZEFF, J.C. MISKOVSKY, H. TRAINEAU et D. WESTERCAMP - 1983 - Les horizons pliniens marqueurs chronostratigraphiques : l'éruption P1 de la Montagne Pelée (1300 ap. J.C.) - Séance spécialisée de la S.G.F : évènements et corrélations stratigraphiques.

J.M. BARDINTZEFF - 1983 - Les verres et les magmas de l'éruption 1979 de la Soufrière St Vincent (Antilles) - Bulletin de la S.G.F XXV, n°6, .

J.M. BARDINTZEFF - 1984 - Les pyroxènes et leurs inclusions, marqueurs privilégiés des nuées ardentes (St Vincent, Antille 1979) - Bulletin Minéralogique n° 107.

J.M. BARDINTZEFF - 1984 - Nuées ardentes : a new classification - 27° International Geolgical Congress, Moscou.

T. BAUDIN et R. COSTARELLA - 1982 - Les écoulements pyroclastiques de la Caldeira de Soufrière Ste Lucie : première approche descriptive, rapport de mission décembre 81 - Bulletin PIRPSEV n°58.

C. BERCY et J.C. SABROUX - 1981 - Underwater noise survey in the crater lake of Kelut volcano - Bulletin PIRPSEV n°28.

G. BERGAMETTI, J.P. QUISEFIT et R. VIE LE SAGE - 1983 - Contribution à l'étude du comportement physico-chimique de l'aérosol volcanique - Bulletin PIRPSEV n°74.

S. BENAUGES - 1981 - Etude géochimique et isotopique des eaux de rivières, sources froides et sources chaudes, aux abords du volcan de la Soufrière, Guadeloupe - Thèse de Doctorat de 3° cycle : sciences de l'eau, Université Paris VI, soutenue le 17 mars 1981.

S. BIGOT, G. HAMMOUYA, J.L. LE MOUEL et J.L. CHEMINEE - 1982 - Soufrière de Guadeloupe : temperatures and chemistry of thermal springs - SEAN Bulletin, vol. 7, 1, p. 9.

S. BIGOT, J. BARQUERO et E. MALAVASSI - 1982 - Vigilancia hidrogeoquimica del volcan Arenal - Boletin de Vulcanologia (Heredia, Costa Rica), vol. 5, p.2.

S. BIGOT, G. HAMMOUYA, J.L. LE MOUEL et J.L. CHEMINEE - 1983 - Soufrière de Guadeloupe : water temperatures and chemistry - SEAN Bulletin, vol. 8, 3, p. 18.

S. BIGOT et M. TREUIL - 1980 - Analyse par activation neutronique des lanthanides dans les eaux naturelles - J. Radioanal. Chem., vol. 59, n°2, p. 341-349.

S. BIGOT, M. TREUIL, J. DUMONCEAU et F. FROMAGE - 1984 - Couplage des équations de transfert de masse et des lois d'interactions solution-solide par l'utilisation des lanthanides comme traceurs : approche expérimentale - J. Hychol., vol. 70, p. 133-148.

H. BIZOUARD, R. CLOCCHIATTI et N. METRICH - 1981 - Essai de dosage par microsonde electronique de quelques éléments volcatils (Cl, F et S) dans les liquides silicatés intra et intercristallins - Bulletin PIRPSEV n°49.

P. BOIVIN, R. AUBY, J.L. BOURDIER, G. CAMUS, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, G. KIEFFER, J. MERGOIL et P.M. VINCENT - 1982 - Influence de la nature des magmas sur l'activité phréatomagmatique : approche volcanologique et thermodynamique - Bulletin PIRPSEV n°54.

A. BONNEVILLE et Y. KERR - 1983 - Réduction des observations de télédétection infra-rouge d'un volcan actif : l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°71.

A. BONNEVILLE, Y. KERR et G. VASSEUR - 1983 - Analyse des thermographies satellites à l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°72.

Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1977 - Un modèle de solutions régulières de Flory-Huggings pour les liquides silicatés. CR Acad. Sciences Paris, t. 285, p. 483-486.

Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1978 - Thermodynamics of liquid silicates a preliminary report - Earth and Planetary Science letters, 40, 382-400.

Y. BOTTINGA et J. TOURET - 1979 - Equation d'état pour le CO2; application aux inclusions carboniques - Bulletin Minéralogique, 102, p. 577-583.

Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1980 - Heat capacity of liquid silicates : new measurements on NaAlSi3O8 and K2Si4O9 - Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 44, p. 1535-1541.

Y. BOTTINGA, D.F. WEILL et P. RICHET - 1981 - Thermodynamics modeling of silicate melts; thermodynamics of mineral melts - Edit. R.C Newton A. Navrotsky, B.J.Wood - Advances in physical geochemistry, vol. 1, p. 207-245.

Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1981 - High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. American Journal of Science, vol. 281, p. 615-660.

Y. BOTTINGA, D.F. WEILL et P. RICHET - 1982 - Density calculations for silicates liquids ; Revised methods for aluminosilicate compositions - Geochimica et cosmochimica acta, vol. 46, p.909-919.

Y. BOTTINGA, P. RICHET et G. URBAIN - 1982 - Viscosity of liquid silica, silcates and alumino-silicates - Geochimica and cosmochimica acta, vol. 46, p. 1061-1072.

Y. BOTTINGA, L. DENIELOU, J.P. PETITET, P. RICHET et C. TECQUI - 1982 - Thermodynamic properties of quartz, cristobalite and amorphous SiO2 : drop calorimetry measurements between 1000 and 1800 K and a review from 0 to 2000 K - Geochimica et Cosmochimica acta, vol. 46, p. 2639- 2658.

Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1982 - Modèles de calcul des capacités calorifiques des verres et liquides silicatés - C.R. Acad des Sc. Paris, t. 295, p. 1121-1124.

Y. BOTTINGA, P. RICHET et D.F. WEILL - 1983 - Calculation of the density and thermal expansion coefficient of silicate liquids - Bull. Mineral., 106, P. 129-138.

Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1983 - Verres, liquides et transition vitreuse - Bulletin Minéralogique, 106, p. 147-168.

Y. BOTTINGA, P. RICHET, H.E. STANLEY et J. TEIXEIRA - 1983 - Applicationof a percolation model to supercooled liquids with a tetrahedral structure - Bulletin Minéralogique, 106, p. 99-106.

G. BOUDON, M. SEMET et P.M. VINCENT - 1984 - Flank failure directed blast eruption at Soufrière Guadeloupe, French West Indies : a 3000 year old Mt St Helen's? - Geology, vol.12, p. 350-353.

J.L. BOURDIER, G. BOUDON et P.M. VINCENT - 1984 - Les agglomérats chaotiques et stratifiés de la Montagne Pelée (Martinique) : Interprétation dynamique et rôle dans l'édification du volcan - Bulletin PIRPSEV n°85.

Y et F. BOURLET - 1982 - Etude microclimatique de cinq stations sur le versant sud de l'Etna mission PIRPSEV du 1° mai au 21 juin 1981 - Bulletin PIRPSEV n°63.

Y. et F. BOURLET - 1983 - Etude des anomalies thermiques et hydriques sur le versant N.E. à Citelli et sur le versant S. à la Montagnola - Etna - Bulletin PIRPSEV n° 73.

D. BOYER, V.N. PHAM, P. THERME et J.L. AINARDI - 1983 - Etude des zones fissurales au sud du cratère central par profilage tellurique-tellurique et détection des réservoirs magmatiques par sondage magnéto-tellurique profond : campagne géophysique à l'Etna - Bulletin PIRPSEV n° 70.

G. BRANDEIS, C. JAUPART et C.J. ALLEGRE - 1984 - De l'existence de couches stagnantes à la base des chambres magmatiques convectives - Bulletin PIRPSEV n°84.

J.P. CALAS et J.P. COUTURES - 1980 - Immiscibilité dans les silicates liquides : propriétés structurales - Bulletin PIRPSEV n°9.

G. CAMUS - 1980 - Exposé des résultats obtenus dans le cadre du projet de recherche sur les phénomènes phréatomagmatiques - Bulletin PIRPSEV n°5.

G. CAMUS, P. BOIVIN, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, P.M. VINCENT, J. MERGOIL et G. KIEFFER - 1980 - Le phréatomagmatisme - Bulletin PIRPSEV n° 27.

G. CAMUS, P. BOIVIN, A. GOURGAUD, G. KIEFFER - 1981 - Phréatomagmatisme et laves différenciées - Bulletin PIRPSEV n° 33.

G. CAMUS, P.M. VINCENT - 1982 - Rapport de mission en Indonésie, octobre 1981 - Bulletin PIRPSEV n° 51.

G. CAMUS, G. BOUDON, J.L. BOURDIER, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, J. MERGOIL - 1982 - Les écoulements pyroclastiques et boueux liés aux éruptions phréatomagmatiques - Bulletin PIRPSEV n° 52.

G. CAMUS, P. BOIVIN, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, J. MERGOIL et P.M. VINCENT - 1979 - Apport de l'étude des anneaux de tufs hyaloclastiques des Açores à la connaissance du phréatomagmatisme - 7° RAST, Lyon, p. 98.

G. CAMUS, P. BOIVIN, A. DE GOER DE HERVE et G. KIEFFER - 1980 - Contribution à une meilleure définition de l'éruption plinienne - 8° RAST, Marseille, p. 78.

G. CAMUS, P. BOIVIN, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, G. KIEFFER, J. MERGOIL et P.M. VINCENT - 1981 - Le Capelinhos (Faial, Açores), vingt ans après son éruption : le modèle éruptif "sursteyen" et les anneaux de tufs hyaloclastiques - Bulletin volcanologique, 44, 1, p. 31-42.

G. CAMUS et P.M. VINCENT - 1981 - Krakatau (Indonesia) : small ash clouds - SEAN Bulletin 6, 10, p. 4.

G. CAMUS, P. BOIVIN, J.L. BOURDIER, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, G. KIEFFER, J. MERGOIL et P.M. VINCENT - 1982 - Influence de la nature du magma sur les éruptions phréatomagmatiques - 9° RAST, Paris, p. 114.

G. CAMUS et P.M. VINCENT - 1982 - L'éruption de 1883 du Krakatau doit-elle être réinterprétée ? - 9° RAST, Paris, p. 628.

G. CAMUS - 1982 - Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt après son éruption : le modèle éruptif " sursteyen" et les anneaux de tufs hyaloclastiques - Arquipelago, 3, p. 77-81.

G. CAMUS, P. BOIVIN, J.L. BOURDIER, A. DE GOER DE HERVE, A. GOURGAUD, G. KIEFFER, J. MERGOIL, P.M. VINCENT et R. AUBY - 1982 - Influence de la nature des magmas sur l'activité phréatomagmatique : approche volcanologique et thermodynamique - Bull. volcanol. 45, p. 25-39.

G. CAMUS et P.M. VINCENT - 1983 - Un siècle pour comprendre l'éruption du Krakatau - La Recherche, 149, p. 1452-1457.

G. CAMUS et P.M. VINCENT - 1983 - Discussion of a new hypothesis for the Krakatau volcanic eruption in 1883 - J. Volc. Geoth. Res. 19.

G. CAMUS - 1983 - The 1883 Krakatau eruption initiated by a Mt St Helen's Type Event - EOS, vol. 64, n° 45, november 8.

J.M. CANTAGREL, C. ROBIN, P.M. VINCENT - 1980 - Recherche d'un modèle d'évolution des volcans andésitiques composites - Bulletin PIRPSEV n° 17.

J. CARBONNELLE, P. ZETTWOOG - 1982 - Dégazage ponctuel et diffus des volcans actifs. Méthodologie et derniers résultats obtenus sur l'Etna et le Stromboli - Bulletin PIRPSEV n° 55.

J.P. CARRON, M. LE GUEN DE KERNEIZON et R.C. MAURY - 1982 - Pétrologie comparée des produits des éruptions de 1902 et 1979 à la Soufrière St Vincent (Petites Antilles) - C.R.A.S, Paris, série II, p. 59-62.

J.P. CARRON, J. DOSTAL, C. DUPUY, M. LE GUEN DE KERNEIZON et R.C. MAURY - 1983 - Partition coefficients of trace elements : application to volcanic rocks of St Vincent, West Indies - Geo. Cosm. Acta, vol. 47, p. 525-533.

J.L. CHEMINEE, J.L. ZIMMERMAN et M. CHAIGNEAU - 1981 - Etude de la phase gazeuse occluse dans les laves de l'Ardoukoba, volcan éphémère d'une dorsale emmergée (Afars) - Bull. Volc. 43-3, p. 527-546.

J.L. CHEMINEE, H. DELORME, J. BARQUERO, G. AVILA, E. MALAVASSI et F. GUENDEL - 1981 - Algunos aspectos fisicos y chimicos de la actividad de los volcanos Poas y Arenal - Boletin di volcanologia, n° 11, p. 12 à 16.

L. CHEVALIER et P. BACHELERY - 1981 - Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise - Bulletin volcanologique, vol. 44-4, p. 723-741.

L. CHEVALIER, F.X. LALANNE, P. BACHELERY et P.M. VINCENT - 1981 - L'éruption du mois de février 1981 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) : phénoménologie et remarques structurales - C.R.A.S, Paris, t. 293, série II, p. 187-190.

S. CHRETIEN - 1983 - Identification et analyse des phénomènes précédant l'éruption du 8 mai 1902 de la Montagne Pelée (Martinique) d'après les documents d'époque - Thèse de Docteur de 3° cycle - Bulletin PIRPSEV n° 78.

R. CLOCCHIATTI - 1981 - La transition augite-diopside et les liquides silicatés intra-cristallins dans les pyroclastes de l'activité actuelle du Stromboli : témoignage de la réinjection et des mélanges magmatiques - Bulletin PIRPSEV n° 41.

R. CLOCCHIATTI, N. METRICH - 1984 - La cristallisation des pyroclastes des éruptions etnéennes de 1669 (Mt Rossi) et 1892 (Mt Silvestri), témoignages de contamination - Bulletin PIRPSEV n° 92..

R. CLOCCHIATTI - 1979 - Relations pétrogénétiques entre les basaltes transitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise - Bull. Mineral. 102, 511-525.

R. CLOCCHIATTI, H. BIZOUARD et G. MARINELLI - 1980 - Les tholeiites à olivine à mégacristaux de bytownite du Rift d'Asal (Rép. de Djibouti) Quelques suggestions pour un modèle génétique - Bull. Soc. Géol. de France (7) t. XXII, 406, p. 845.

R. CLOCCHIATTI et J.M. BARDINTZEFF - 1980 - Les inclusions vitreuses des plagioclases des dépôts de nuées ardentes de l'éruption d'avril 1979 de la Soufrière St Vincent (Antilles) - CRAS, Paris, t. 291, p. 529-532.

R. CLOCCHIATTI - 1980 - Evolution des phénocristaux et de leurs inclusions magmatiques dans la dacite du dôme du Santiaguito (Guatemala) - CRAS, Paris, t. 290, p. 743-746.

R. CLOCCHIATTI - 1981 - La transition augite-diopside et le liquide silicaté intra-cristallin dans les pyroclastes de l'activité actuelle du Stromboli : témoignage de la réinjection et du mélange magmatique - Bull. Volcanol., vol. 44-3.

R. CLOCCHIATTI, D. VINCENT et Y. LANGEVIN - 1981 - Premier essai de datation d'une formation pyroclastique par la méthode des traces de fission révélées dans les inclusions vitreuses des phénocristaux de quartz - CRAS, t. 293, p. 229-234.

R. CLOCCHIATTI, A. HAVETTE et P. NATIVEL - 1982 - Une paragenèse inhabituelle à fassaite, mélilite et rhonite dans un basalte alcalin contaminé au contact d'un récif corallien (St Leu Ile de la Reunion) RAST.

R. CLOCCHIATTI, P. DHOMELINCOURT et A. SOBOLEV - 1982 - Les variations de la température, de la composition du magma et l'estimation de la pression partielle d'H2O pendant la cristallisation de l'olivine dans les océanites du Piton de la Fournaise. CRAS, Paris, t. 296, p. 275-279.

R. CLOCCHIATTI - 1982 - Quelques données préliminaires sur la lave du dôme actuel du volcan Merapi (Java, Indonésie) et sur ses enclaves - CRAS, t. 295, série II, p. 817-822.

R. CLOCCHIATTI, D. VINCENT et Y. LANGEVIN - 1983 - Fission track dating of volcanic quartz - Note soumise.

R. CLOCCHIATTI, D. MASSARE et XIA LIN Qi - 1983 - Thermobacochimie de quelques nodules de peridotite contenus dans les basaltes alcalins néogènes de Chine Orientale - CRAS, Paris (sous presse). C.N.R.S. - 1980 - Table ronde : hautes températures et sciences de la terre - Bulletin PIRPSEV n° 25.

D. COMPARE - 1981 - Rapport sur la campagne de terrain de la vallée del Bove (Etna, Sicile) - Bulletin PIRPSEV n°22.

D. COMPARE - 1981 - Rapport de mission 1979-80 : recherches sur les dykes et leur encaissant dans la vallée del Bove à l'Etna - Bulletin PIRPSEV n° 37.

M. CONDOMINES, J.C. TANGUY, G. KIEFFER et C.J. ALLEGRE - 1982 - Magmatic evolution of a volcano studied by 230 Th - 238 U disequilibrium and trace elements systematics : the Etna case - Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 46, 1397-1416, 1982.

S. CORON et M.F. ESNOULT - 1981 - Etude des anomalies gravimétriques et des variations de pesanteur dans le temps sur le massif de l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°24.

S. CORON et A. GUILLAUME - 1984 - Gravimétrie à l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°83.

R. COSTARELLA et M. AUBERT - 1982 - Caldeiras et structures associées - Mesures de polarisation - Bulletin d'Information PIRPSEV n°2.

C. COULON, R. CLOCCHIATTI, R. MAURY et D. WESTERCAMP - 1982 - Un exemple de mélange magmatique en Martinique : Pétrologie des enclaves basaltiques et leurs roches-hôtes andésitiques et dacitiques - 9° RAST, p. 143.

C. COULON, H. TRAINEAU et D. WESTERCAMP - 1982 - Mélange magmatique à la Montagne Pelée (Martinique) : origine des éruptions de type St Vincent - 9° RAST, p. 609 et Bull. Volc. Intern. (sous presse).

C. COULON, R. CLOCCHIATTI, R.C. MAURY et D. WESTERCAMP - 1983 - Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (Lesser Antilles) - I.U.G.G. General Assembly, Hamburg, août 83 et soumis au Bull. Volc. Intern.

C. COULON et J.B. ORSINI - 1983 - Pétrologie comparative des enclaves basiques dans les plutonites et les vulcanites calco-alcalines : implications génétiques - Réunion commune Soc. Geol. Fr. et Soc. Fr. Miner. Crist. - "Evolution des associations minéralogiques en milieu magmatique", Paris, 17 novembre 1983.

C.R.G GARCHY - 1984 - Banque de données ARGOS I : sommet de l'Etna de juin à novembre 1983 - Bulletin PIRPSEV n°82

C.R.G. Garchy - 1984 - Banque de données ARGOS II : sommet de l'Etna de décembre 1983 à avril 1984 - Bulletin PIRPSEV n°88.

R. DELMAS, M. LEGRAND, F. ZANOLINI et A. ARISTARAIN - 1984 - Volcanic deposits in Antartic snow and ice - J. Geophys. Res. (soumis).

H. DELORME - 1983 - Composition chimique et isotopique de la phase gazeuse de volcans calco-alcalins (Amérique Centrale et Soufrière de Guadeloupe) : application à la surveillance volcanologique - Thèse du 28 janvier 1983.

J. DUMONCEAU, S. BIGOT, M. TREUIL, J. FAUCHERRE et F. FROMAGE - 1979 - Etude spectrophotométrique des tétracarbonatolanthanidates (III) - Compte Rend. Acad. Sc., t. 289, p. 165.

J. DUMONCEAU, S. BIGOT, M. TREUIL, J. FAUCHERRE et F. FROMAGE - 1979 - Détemination des constantes de formation des tétracarbonatolanthanidates (III) - Rev. Chim. Mineral.,t. 16, p. 583.

J. DUMONCEAU, S. BIGOT, M. TREUIL, J. FAUCHERRE et F. FROMAGE - 1980 - Etude des complexes mixtes des lanthanides (III) avec les ions carbonates et l'E.D.T.A - Rev. Chim. Minér., t. 17, p. 58.

L. FEHRENBACH - 1984 - Microscopie analytique de microparticules de verre volcanique piégées dans les glaces polaires - Bulletin PIRPSEV n°94.

J. FOULETIER et J. AMOSSE - 1984 - Les applications de l'électrochimie des solides dans le domaine des sciences de la terre mesures thermodynamiques - Réunion du groupe "Silicates liquides" du PIRPSEV, Bellevue, 1 déc 1982 (à paraître).

J. FOULETIER et J. AMOSSE - 1984 - Détermination de l'activité de Na2O dans le système albite-orthose par mesure de f.e.m - Odeillo, 6-9 juin 1983 (à paraître).

R. GAULON, M. GOT, L. MIRABILE, L. STEINMETZ - 1981 - Chronostratigraphie des formations volcanosédimentaires récentes des Petites Antilles - Bulletin PIRPSEV n°39.

M. GIROD et I. BAHAR - 1983 - Contrôle structural du volcanisme indonésien (Sumatra, Java, Bali) : application critique de la méthode de Nakamura - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. XXV n°4.

M. GIROD, C. DUPUY, J. DOSTAL et M. LIOTARD - 1981 - Origin of volcanic rocks from Stromboli (Italy) - Journal of volcanology and geothermal research, 10.

M. GIROD, J.M. DAUTRIA et B. LUAIS - 1983 - Mise en évidence de dépôts hydro-volcaniques dans le cycle ancien du Stromboli - CRAS, Paris, t. 297.

H. GOT, J.C. ALOISI, H. INOUBLI, M. PERRET et L. MIRABILE - 1985 - Structure des marges sud et ouest de la Guadeloupe - Symposium sur la géodynamique des Caraïbes, Paris, fev. 85.

H. GOT et al. - 1981 - Les volcans sous-marins anciens au large de la Guadeloupe - La Recherche, n° 123, vol. 12, p. 734.

A. GOURGAUD, J.L. BOURDIER - 1982 - Réinjection(s) de réservoir(s) magmatique(s) différencié(s) et mélanges de magmas : relations avec les dynamismes éruptifs, évolution minéralogique et géochimique. Exemple de la fissure éruptive Burgos-Diamant (Sud Martinique, Antilles) - Bulletin PIRPSEV n° 56.

A. GOURGAUD, J.L. BOURDIER et P.M. VINCENT - 1983 - Un stade essentiel de l'édification de la Montagne Pelée : la période des nuées de St Vincent. Etude pétrologique, stratigraphie et signification structurale - Bulletin PIRPSEV n° 77.

A. GOURGAUD - 1982 - Le système volcanique Diamant-Burgos (SW de la Martinique) : mélanges de magmas en volcanisme différencié linéaire et origine des basaltes à quartz - CRAS, t. 294, p. 1349-1354.

A. GOURGAUD - Communications au symposium "Magma mixing", XVIII° A.G. de l'U.G.G.I à Hambourg : Repetitive mixing events in composite volcanoes : examples from Monts Dore (France) et Pico de Orizaba (Mexico); Meaning of volcanic cognate inclusions in magma mixing progress; Magma mixing in alkaline series : an example from the Sancy volcano (Mont Dore, French Massif Central).

J.P. GRATIER, L. CHEVALLIER et J. BOUDON - 1982 - Modélisation du comportement mécanique d'un édifice volcanique comme le Piton de la Fournaise - Bulletin PIRPSEV n°67.

J.P. GRATIER, P. BACHELERY et L. CHEVALLIER - 1983 - Caractères structuraux des éruptions volcaniques historiques du Piton de la Fournaise (Île de la Reunion) - CRAS, Paris, t. 296, p. 1345-1350.

J.P. GRATIER, A. PAUL et J. BOUDON - 1984 - Modélisation numérique du comportement d'un édifice volcanique pour le programme BLOC : exemple du Mont St Helen's - RAST, Bordeaux.

J. HERNANDEZ - 1982 - Potassium enrichment by magma mixing and vapor exsolution : an example in the Miocene volcanism of Eastern Morocco - Bull. Volc. vol. 45-4, 385-399.

J. HERNANDEZ - 1983 - Le volcanisme miocène du Rift oriental (Maroc) -Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris VI, n° 83-25.

H. INOUBLI - 1981 - Contribution à l'étude structuro-sédimentaire des fonds entre la Guadeloupe et Marie Galante (Petites Antilles) - D.E.A Université Paris VI et Université de Perpignan, 48 p.

A. JAMBON, O. BRAUN et H. WEBER - 1982 - Mesure expérimentale de la solubilité des gaz rares dans un basalte fondu : He, Ne, Ar, Kr, Xe à 1300°C, 1 bar. Résultats préliminaires - Bulletin PIRPSEV n°53.

A. JAMBON - 1982 - Mesure expérimentale de la solubilité de He, Ne Ar, Kr et Xe dans un liquide basaltique - 9° RAST, Paris, 318.

A. JAMBON, O. BRAUN et H. WEBER - 1982 - Mesure de l'adsorption de He, Ne, Ar, Kr et Xe sur un verre basaltique exposé à l'air - 9° RAST, Paris, 93.

A. JAMBON, O. BRAUN et H. WEBER - 1982 - Solubility of noble gases in a basalt melt : preliminary results at 1300°C, 1 bar - EOS Trans. Amer. Geophys. Union Abst., 63, 451.

A. JAMBON, O. BRAUN et H. WEBER - 1983 - Noble gases in a MORB glass : distribution between vesicles and matrix - Terra Cognita 3, 124 (2nd EVG Meeting, Strasbourg).

A. JAMBON - 1983 - Diffusion dans les silicates fondus : un bilan des connaissancs actuelles - Bulletin Minéralogique 106, 229-246.

A. JAMBON, F. BEGEMANN et H. WEBER - 1984 - Noble gases in Mid Atlantic Ridge Basalt - International Geological Congress, Moscow.

C. JAUPART, G. BRANDEIS et C. ALLEGRE - 1984 - Stagnant layers at the bottom of convecting magma chambers - (à paraître).

J.J. JEREMIE - 1979 - Données préliminaires sur l'âge d'importants lahars situés au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe - C.R.A.S., Paris, t. 288, p. 935-938.

J.J. JEREMIE - 1980 - Mécanisme des éruptions phréatiques de la Soufrière de Guadeloupe : proposition d'un modèle hydrodynamique - C.R.A.S., Paris, t. 290, p. 507-510.

J.J. JEREMIE - 1980 - Age de certains formations pyroclastiques du volcanisme quaternaire de la Basse Terre de Guadeloupe (Petites Antilles) - C.R.A.S., Paris, t. 290, p. 843-846.

J.J. JEREMIE et H. PASCALINE - 1981 - Résultats nouveaux concernant la composition chimique des poussières volcaniques récentes émises par la Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles) - C.R.A.S., Paris, t. 294, p.1381-1386.

J.J. JEREMIE, H. PASCALINE, G. HAMMOUYA et B. BLAVOUX - 1983 - Isotopic study of hot fluids in the Soufrière massif in Guadeloupe - 10° Congrès Géologique Caraïbes, Carthagène, Colombie.

J.L. JORON, M. TREUIL, H. JAFFREZIC, B. VILLEMANT et O. RICHARD - 1980 - Géochimie des éléments en traces du magmatisme de l'Afar et de la mégastructure Mer Rouge-Afar-golfe d'Aden : implications pétrogénétiques et géodynamiques - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. XXII, n°6, p. 945-957.

J.L. JORON, M. TREUIL, H. JAFFREZIC et B. VILLEMANT - 1980 - Etude géochimique des éléments en traces dans les séries de roches volcaniques du Rift d'Asal : identification et analyse des processus d'accrétion - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. XXII, n°6, p. 851-861.

P. JULIEN, J.R. BONNETON - 1984 - Etude structurale et mesures de déformations à la Soufrière de Guadeloupe - Bulletin PIRPSEV n°91.

M. KASSER, H. DELORME; G. KIEFFER et J.C. TANGUY - 1978 - Relevé topographique de l'intérieur du cratère central de l'Etna - C.R.A.S Paris, t. 287, série D, 1191-1194.

M. KASSER, A. ABDALLAH, V. COURTILLOT, A.Y. LE DAIN, J.C. LEPINE, B. ROBINEAU, J.C. RUEGG, P. TAPPONIER et A. TARANTOLA - 1979 - Relevance of Afar seismicity and volcanism to the mechanics of accreting plate boundaries - Nature, vol. 282, n° 5734, p. 17-23.

M. KASSER, J.C. RUEGG, J.C. LEPINE et A. TARANTOLA - 1979 - Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar - Geophysical Research Letters, vol. 6, n° 11.

M. KASSER, J.C. RUEGG, J.C. LEPINE et A. TARANTOLA - 1979 - Résultats des nouvelles mesures géométriques sur le réseau de Djibouti implanté en 1972 par l'Institut Géographique National - Annales géophysiques, t. 35, fasc. 4, p. 171-176.

M. KASSER, J.C. RUEGG, A. TARANTOLA, J.C. LEPINE et J.J. LEVEQUE - 1982 - Mouvements actuels de déformation dans le Rift d'Asal : réajustement post-sismique ou nouvelle phase d'étirement tectonique - Annales Géophysiques, t. 38, fasc. 3, p. 391-403.

M. KASSER, J.C. RUEGG et J.C. LEPINE - 1983 - Déformations continues du rift émergé d'Asal depuis la crise sismo-volcanique de 1978 - C.R.A.S Paris, t. 297.

F. KERINEC - 1981 - Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des éruptions récentes du volcan Merapi (Indonésie) le 16 décembre 1981 - Thèse de 3° cycle.

G. KIEFFER - 1981 - Exposé des résultats obtenus dans le cadre d'un projet de recherche portant essentiellement sur la volcanologie de l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°29.

G. KIEFFER - 1979 - Pa Hoe Hoe et Aa : problèmes de morphologie superficielle des coulées volcaniques fraîches, 4° Coll. Geomorph. Volc., Clermont-Ferrand 14-15 oct. 1978, Publ. Inst. Geogr. Fac. Lett. de Clermont-Ferrand, LVII, p. 33-46.

G. KIEFFER - 1979 - Sur la nature et la signification des "laves en paves" - 7° Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. S.G.F., Lyon, p. 267.

G. KIEFFER - 1979 - L'activité de l'Etna pendant les derniers 20.000 ans - C.R.A.S, Paris, 288, D, p. 1023-1026.

G. KIEFFER - 1979 - L'explosion meurtrière du 12 septembre 1979 de l'Etna - C.R.A.S, Paris, 289, D, p. 1013-1014.

G. KIEFFER, PHAM VAN NGOC et D. BOYER - 1979 - Localisation précise d'une fissure profonde sous les Monts Silvestri (Etna, Sicile) par la méthode électromagnétique et sa relation avec le "rift zone" du volcan - C.R.A.S Paris, 289, D, p. 69-72.

G. KIEFFER - 1980 - Enseignements dynamiques et structuraux des éruptions de 1978 et 1979 de l'Etna (Sicile). 8° Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, S.G.F., Marseille, p. 201.

G. KIEFFER, PHAM VAN NGOC et D. BOYER - 1980 - Sur l'existence d'une zone de forte convectivité électrique, en relation avec les éruptions sur le versant nord-est de l'Etna - C.R.A.S, Paris, 290, D, p. 443-446.

G. KIEFFER et J.L. CHEMINEE - 1981 - Le rift d'Ardoukoba (République de Djibouti) et son éruption de novembre 78 - Coll. Rift d'Asal, Djibouti, 23-29.2.1981.

G. KIEFFER - 1981 - Les explosions phréatiques et phréatomagmatiques terminales à l'Etna - Bull. Volc., 44, p. 655-661.

G. KIEFFER - 1981 - La vallée Del Bove à l'Etna (Sicile) : une meilleure compréhension de son origine à la lumière des enseignements de l'éruption du Mont St Helen's - C.R. somm. Soc. Géol. France, 4, p. 135-136.

G. KIEFFER, D. COMPARE et N. VATIN-PERIGNON - 1982 - Reconstitution de l'évolution des centres éruptifs de la vallée del Bove (Etna, Sicile) par l'étude des dykes - 9° R.A.S.T (Soc. géol. Fr.) Paris, p. 151.

G. KIEFFER, M. CONDOMINES, J.C. TANGUY et C.J. ALLEGRE - 1982 - Magmatic evolution of a volcano studied by 230Th/238U desquilibrium and trace elements systematics : the Etna case - Geochim. Cosmochim. Acta, 46, p. 1397-1416.

G. KIEFFER - 1982 - Rôle combiné de la tectonique régionale et de l'injection en force des dykes dans les plans de moindre contrainte gravitative, dans l'évolution structurale actuelle de l'Etna - 9° Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 388.

G. KIEFFER - 1982 - L'éruption du 17 au 22 mars 1981 de l'Etna : sa signification dans l'évoluton actuelle du volcan - Géol. Méditer., IX, 2, p. 59-67.

G. KIEFFER et R.S. POMEL - 1982 - Problèmes volcanologiques et géomorphologiques du Stromboli (Iles Eoliennes) - Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 488, p. 211-226?

G. KIEFFER - 1983 - L'évolution structurale de l'Etna (Sicile) et les modalités de contrôle tectonique et volcano-tectonique de son activité; faits et hypothèses après les éruptions de 1978 et 1979 - Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 24, 2, p. 129-152.

G. KIEFFER - 1983 - Déplacement progressif vers l'est des voies d'alimentation magmatique de l'Etna (Sicile) - Bull. Soc. Géol. Fr. 7° série, XXV, 3, p. 369-378.

G. KIEFFER - 1983 - L'éruption de l'Etna commencée le 28 mars 1983 : sa place dans l'exceptionnel cycle éruptif en cours (1971-1983) - C.R.A.S, Paris, 296, II, p. 1689-1692.

G. KIEFFER - 1983 - Etna : l'éruption du printemps 1983 - Géochronique, 3, p. 7-8.

G. KIEFFER - 1984 - Une vaste structure de glissement dans l'Etna (Sicile) et ses conséquences morphostructurales et volcanologiques - 10° R.A.S.T (Soc. Geol. Fr.), Talence, p. 319.

G. LAMBERT - 1981 - Compte rendu de participation au symposium "Mount St Helen's eruption, its atmospheric effects and potential climatic impact" - Bulletin PIRPSEV n°34.

G. LAMBERT, B. ARDOUIN, P. BRISTEAU, A. JEGOU, M.F. LE CLOAREC, G. POLIAN, J. SANAK et J.C. LE ROULLEY - 1982 - Etat d'avancement des études de Pb, Bi, Po dans les effluents volcaniques - Bulletin PIRPSEV n°64bis.

G. LAMBERT, P. BRISTEAU et G. POLIAN - 1976 - Emission and enrichment of radon daughters from Etna volcano magma - Géophys. Res. Lett., 3, 724.

G. LAMBERT, P. BRISTEAU, F. LE GUERN, G. POLIAN et J.C. SABROUX - 1979 - Caractérisation des gaz magmatiques et fumerolliens par leurs aérosols radioactifs - C.R.A.S, 288, 743.

G. LAMBERT, A. BUISSON, J. SANAK et B. ARDOUIN - 1979 - Modification of the atmospheric polonium 210 to lead 210 ratio by volcanic emissions - J. Geophys. Res., 84, 6980, 1979.

G. LAMBERT, B. ARDOUIN et G. POLIAN - 1982 - Volcanic output of long lived radon daughters - J. Geophys. Res., 87, 11, 103-11, 108.

M.F. LE CLOAREC, G. LAMBERT, F. LE GUERN et B. ARDOUIN - 1984 - Echanges de matériaux volatils entre phase solide, liquide et gazeuse au cours de l'éruption de l'Etna, 1983 - C.R.A.S, Paris, 1984, 298, 805.

F. LE GUERN - 1981 - Techniques d'étude des gaz volcaniques - Bulletin PIRPSEV n°30.

F. LE GUERN - 1981 - Workshop on volcanic gases 3 et 4 juillet 80. 1° partie : prélèvement, étude et interprétation des gaz magmatiques - Bulletin PIRPSEV n°31.

F. LE GUERN - 1981 - Workshop on volcanic gases 3 et 4 juillet 80. 2° partie : volcanic sublimates, aerosols and cold plume. Volcanic contribution to the atmosphere. Models : Vulcano Island (Italy), Mont St Helen's (USA) - Bulletin PIRPSEV n° 32.

F. LE GUERN, A. BERNARD et J. JEDWAB - 1981 - Prélèvement et analyse de sublimés : résultats obtenus aux volcans Merapi et Usu - Bulletin PIRPSEV n°43.

F. LE GUERN, J.C. LE ROULLEY et G. LAMBERT - 1982 - Condensation du polonium dans les gaz volcaniques - C.R.A.S., Paris, 1982, 294, 887.

J.F. LENAT et M. AUBERT - 1982 - Structure du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien) d'après le magnétisme : une illustration de l'analyse de données magnétiques en domaine volcanique - Bulletin PIRPSEV n°21.

J.F. LENAT - 1982 - Rapport de stage à l'Observatoire volcanologique d'Hawaii (11/80-05/81) - Bulletin d'Information PIRPSEV n°1.

J.F. LENAT et M. AUBERT - 1982 - Structure of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island) from magnetics ; an illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area - J. Volc. Geotherm. Res., vol. 12, n° 1-2.

J.F. LENAT et D.B. JACKSON - 1982 - Infrastructure des "rift-zones" des volcans Kilauea et Hualalai (Hawaii) d'après les données aéromagnétiques et de polarisation spontanée (P.S.) - 9° R.A.S.T, Paris, Soc. Geol. Fr.

J.F. LENAT, M. AUBERT et C. ARCHAMBAULT - 1982 - Relations spatiales et temporelles de la polarisation spontanée (P.S.) et des températures à l'Etna ; perspective de la méthode P.S. en tant que méthode de surveillance - 9° R.A.S.T, Paris, Soc. Géol. Fr.

J.F. LENAT, J. STOSCHEK, C. ARCHAMBAULT, M. AUBERT et J.C. TANGUY - 1982 - Première expérience de télésurveillance thermique de la zone sommitale de l'Etna au moyen du système ARGOS - 9° R.A.S.T, Paris, Soc. Géol. Fr. édit.

J.F. LENAT, S. SOUDOPLATOFF et J.P. VILBONNET - 1982 - Cartographie des anomalies thermiques du Piton de la Fournaise : résultats obtenus par thermographie infra-rouge et par cartographie de la polarisation spontanée (P.S.) - 9° R.A.S.T, Paris, Soc. Géol. Fr. édit.

B. LUAIS - 1982 - Etude pétrologique et géochimique des laves shoshonitiques de Stromboli : essai d'interprétation pétrogénétique - Mémoire de DEA, Académie de Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

P. MAC MILLAN, J.P. COUTURES et B. PIRIOU - 1981 - Diffusion raman d'un verre de monticellite - C.R.A.S 292, II, 195-197.

P. MAC MILLAN, B. PIRIOU et A. NAVROTSKY - 1982 - A raman spectroscopic study of glasses along the joins silica-calcium aluminate, silica-sodium aluminate, and silica-potassium aluminate - Géochim. Cosmochim. Acta 46, 2021-37.

P. MAC MILLAN et B. PIRIOU - 1982 - The structure and vibrational spectra of crystals and glasses in the silica-alumina system - J. non Crystal. Solids 53, 279-98.

P. MAC MILLAN et B. PIRIOU - 1983 - Raman spectroscopy of calcium-aluminate glasses and crystals - J. non-Crystal solids, 55, 221-242.

P. MAC MILLAN, B. PIRIOU et R. COUTY - 1984 - A raman study of pressure : densified vitreous silica - J. Chem. Phys. (à paraître).

P. MAC MILLAN - 1981 - A structural study of aluminosilicate glasses by raman spectroscopy - Thèse Ph. D. Tempe Arizona University, U.S.A.

D. MARTIN et M. DARZI - 1981 - L'éruption du Mont St Helen's : rapport de mission de l'American Geophysical Union Meeting, San Francisco, 8-12.12.80 - Bulletin PIRPSEV n°36.

D. MARTIN, R. FAIVRE-PIERRET, J.P. QUISEFIT et J.C. SABROUX - 1981 - Application des sondes aérologiques motorisées à l'étude du panache volcanique - Bulletin PIRPSEV n°48.

B. MARTY, S. ZASHU et M. OZIMA - 1983 - Distribution des gaz nobles dans les verres basaltiques océaniques, résultats préliminaires - Bulletin PIRPSEV n° 69.

D. MASSARE et R. CLOCCHIATTI - 1983 - Croissance cristalline expérimentale dans les inclusions vitreuses : possibilités et limites de la méthode - Bulletin PIRPSEV n°81.

F. MASSENET, W. TJETJEP et V.N. PHAM - 1983 - Campagne géophysique à l'Etna, sept-oct 82, résultats de prospection et de surveillance de polarisation spontanée et levé gravimétrique de la région sommitale - Bulletin PIRPSEV n°75.

J.C. MATHIEU, J. ROGEZ, J.F. MARUCCO et R. CASTANET - 1982 - Etude thermodynamique de la wüstite en fonction des écarts à la stoechiométrie - Ann. Chim. Sci. Mat., 1982, 7, p. 63-71.

J.C. MATHIEU, C. BROUSSE, J. ROGEZ et R.CASTANET - 1982 - Enthalpie de mélange du système vitreux albite-orthose (Na, K)AlSi308 - Mat. Res. Bull., 17, 125-132.

J.C. MATHIEU, J. ROGEZ, R. CHASTEL, C. BERGMAN, C. BROUSSE et R. CASTANET - 1983 - Etude thermodynamique du système albite-orthose par calorimétrie de dissolution et effusion de Knudsen couplée à un spectromètre de masse - Bull. Minér., 106, p. 119-128.

N. METRICH - 1982 - Variations chimiques des clinopyroxènes calciques; témoins de la complexité des processus pétrogéniques à l'intérieur d'un réservoir magmatique; exemple des ponces des Champs Phlégréens - Bulletin PIRPSEV n°65.

N. METRICH - 1983 - Les variations chimiques des clinopyroxènes calciques témoins de la complexité des processus pétrogénétiques à l'intérieur d'un réservoir magmatique - Bull. Miner., 106, p. 353-364.

N. METRICH et P. DHEMELINCOURT - 1983 - Un exemple d'interaction magma-encaissant carbonaté : les enclaves de l'ile de Venlotene (Iles Pontines) - C.R.A.S (à paraître).

R.C. MAURY, J.P. CARRON, M. LE GUEN DE KERNEIZON - 1980 - Pétrologie comparée des produits des éruptions de 1902 et 1979 à la Soufrière de St Vincent (Petites Antilles) - 8° R.A.S.T, Marseille, 119.

R.C. MAURY et A. GOURGAUD - 1983 - Magma mixing in alkaline series : an exemple from the Sancy volcano (Mt Dore, French Massif Central) - I.U.G.G General Assembly - Hamburg.

R.C. MAURY, R. CLOCCHIATTI, P. D'ARCO et D. WESTERCAMP - 1983 - Le grenat et la cordiérite dans les laves du sud-ouest martiniquais : conditions de formation et intérêt pétrogénétique - 2° Réunion Commune SFMC-SGF, Paris, p. 27.

M. MONNIN - 1980 - Mesure de l'émanation du radon - Bulletin PIRPSEV n°15.

J.B. MURRAY - 1982 - Les déformations de l'Etna à la suite de l'éruption de mars 1981 - Bulletin PIRPSEV n°57.

J.B. MURRAY et A.D. PULLEN - 1984 - Three dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mt Etna volcano, from ground deformation measurements - Bulletin Volcanologique. (à paraître).

B.C. NGUYEN, A. GAUDRY et P. CHAURIN - 1981 - Volcanic emissions of COS and CS2 at Etna and Vulcano - IAMAP, 3° Assemblée Scientifique, Hambourg, Allemagne, 17-28 août 1981.

B.C. NGUYEN - 1982 - Volcanic emissions of COS and CS2 at Vulcano - Rapport IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior), septembre 1982.

B.C. NGUYEN, A. GAUDRY et S. BELVISO - 1982 - Etude de l'activité volcanique à Vulcano et à l'Etna par des composés soufrés peu réactifs tels que le sulfure de carbonyle et le disulfure de carbone - Colloque CNRS-PIRPSEV, Gif sur Yvette, 8-9 mars.

J. NOUGIER et N. VATIN-PERIGNON - 1980 - Compte-rendu de la XVII° Assemblée Générale, Canberra (UGGI), 3-15 décembre 79 - Bulletin PIRPSEV n°13.

C. PAQUIN, J. BLOYET et C. ANGELIDIS - 1984 - Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain : "in situ" measurements by overcoring - Tectonophysics (sous presse).

C. PAQUIN - 1984 - Mesures in situ de contraintes dans la région de l'Etna - Bulletin Volcanologique (soumis).

H. PASCALINE et J.J. JEREMIE - 1981 - Caractéristiques pétrographiques du massif de la Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles) - C.R.A.S, Paris, t. 292, p. 1221-1224.

H. PASCALINE, S. BENAUGES, J.J. JEREMIE et B. BLAVOUX - 1982 - Hydrochimie et circulation des eaux de sources chaudes du massif de la Soufrière de Guadeloupe - Bull. Mus. Nat. His. Nat. Paris, 4° série, 4, 1982, section C, n°3-4, p. 137-155.

H. PASCALINE - 1980 - Géochimie des roches et des eaux de sources chaudes du massif de la Soufrière de Guadeloupe - Thèse 3° cycle ; sciences des matières minérales et énergiques, Université de Paris Sud Orsay, soutenue le 20 juin 1980.

H. PASCALINE, S. BENAUGES, J.J. JEREMIE et B. BLAVOUX - 1982 - Hydrochimie et circulation des eaux des sources chaudes du massif de la Soufrière de Guadeloupe - 9° R.A.S.T, Paris 1982, Soc. Géol. Fr. édit Paris, p. 495.

A. PAUL - 1983 - Application de la méthode BLOC à l'étude de la stabilité des versants d'édifices volcaniques - Mémoire de DEA - Bulletin PIRPSEV n° 80.

PHAM VAN NGOC et D. BOYER - 1980 - Etude des propriétés électriques des roches et de la structure profonde de l'Etna par les méthodes géoélectriques - Bulletin PIRPSEV n°14.

PHAM VAN NGOC et D. BOYER - 1980 - Etude des propriétés électriques des zones de risques volcaniques sur le Piton de la Fournaise - Bulletin PIRPSEV n°19.

PHAM VAN NGOC , F. MASSENET et W. TJETJEP - 1981 - Campagne géophysique à l'Etna, mai-juin 1981 : mesures de polarisation spontanée - Bulletin PIRPSEV n°47.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER et G. KIEFFER - 1979 - Localisation précise d'une fissure profonde sous les Monts Silvestri (Etna, Sicile) par les méthodes électromagnétiques et sa relation avec la "rift zone" du volcan - C.R.A.S, Paris 1979, t. 289, série D, p. 69-72.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER et G. KIEFFER - 1980 - Sur l'existence d'une zone de forte conductivité électrique, en relation avec les éruptions sur le versant nord-est de l'Etna (Sicile) - C.R.A.S, Paris 1980, t. 280, série D, p. 443-446.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER, J.L. LE MOUEL et V. COURTILLOT - 1980 - Propriétés électriques de la croûte et du manteau supérieur sous le Rift d'Asal - Colloque sur le RIft d'Asal, Djibouti, 22-29 février 80.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER, J.L. LE MOUEL et V. COURTILLOT - 1980 - Propriétés électriques de la croûte et du manteau supérieur du Rift d'Asal (Djibouti) d'après les sondages magnéto-telluriques profonds - Bull. Soc. Géol. Fr., 1980, 7, n° 6, p. 863-871.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER, J.L. LE MOUEL et V. COURTILLOT - 1981 - Identification of a magma chamber in the Ghoubbet-Asal rift (Djibouti) from a magnetotelluric experiment - Earth and Planetary Sci. Lett., 1981, 52, p. 372-380.

PHAM VAN NGOC et D. BOYER - 1982 - Reconnaissance géophysique des régions de risques volcaniques sur le Piton de la Fournaise (La Réunion) - 9° R.A.S.T, 17-19 mars 1982, Paris S.G.F, p. 19.

PHAM VAN NGOC, F. MASSENET et W. TJETJEP - 1982 - Détection et études des zones fissurales chaudes et actives sur l'Etna par la méthode de polarisaton spontanée - 9° R.A.S.T, 17-19 mars 1982, Paris, SGF, p.421.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER et G. KIEFFER - 1982 - Sur l'existence d'une nappe phréatique sur le flanc sud de l'Etna au niveau du refuge de Sapienza, et sa relation avec la structure interne du volcan et avec la formation de la vallée del Bove - 9° R.A.S.T, 17-19 mars 1982, Paris, SGF, p. 506.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER et G. KIEFFER - 1982 - Sur la structure interne profonde d'un secteur du flanc sud de l'Etna et sa relation avec l'évolution structurale du volcan sicilien - C.R.A.S, Paris, t. 295, série II, p. 891-894.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER et J.C. TANGUY - 1983 - Sur le mécanisme de l'éruption de mars 1983 à l'Etna d'après les résultats de polarisation spontanée - C.R.A.S., Paris, t 297, série II, p. 177 - 180.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER - 1983 - Self potentiel data during a PIRPSEV mission to Etna 27 April - 3 May 1983 - Sean Bulletin, vol. 8, May 31, 1983, p. 6-7.

PHAM VAN NGOC, D. BOYER, P. THERME, J.L. AINARDI, P. ALLE - 1984 - Structure profonde sous le flanc sud de l'Etna et localisation des réservoirs magmatiques par sondage magnéto-tellurique profonde. Relation avec l'éruption de 1983 - Réunion S.G.F. PIRPSEV C.N.R., Etna 1983, Paris 20-21 février 1984.

F. PHILIPPOT - 1984 - Sédimentation volcanogène récente autour de l'île de la Réunion - Thèse de 3° cycle, Université d'Orsay.

F. PHILIPPOT et J. COUDRAY - 1984 - Sédimentation volcanogène récente autour de l'île de la Réunion - 10° R.A.S.T., Bordeaux.

M. PERRET - 1983 - Contribution à l'étude structuro-sédimentaire de la marge ouest de la Guadeloupe (Petites Antilles) - Mem. Ing. Géologue I.F.P, 1983, 100 p.

B. PIRIOU et F. DOMINE - 1983 - Study of sodium silicate melt and glass by infrared reflectance spectroscopy - J. non-Crystal. Solids, 55, 125-130.

B. PIRIOU et P. MAC MILLAN - 1983 - The high frequency vibrational spectra of vitreous and crystalline ortho-silicates - Am. Mineral. 68, 426-43.

B. PIRIOU et P. MAC MILLAN - 1983 - Ordre et spectroscopie vibrationnelle de silicates - Bull. Mineral. 106, 23-32.

B. PIRIOU - 1983 - Raman spectroscopic studie of silicate and related glass structure : a review - Bull. Minér., 106, 57-75.

B. PIRIOU et F. DOMINE - 1984 - Raman spectroscopic study of the SIO2-AL2O3-K2O vitreous system : distribution of silicon second neighbors - (à paraître).

J.P. POIRIER et J. INGRIN - 1984 - Transmission electron macroscopy of pyroclastics from the sixteen century eruption of the S. Guadeloupe - Nature (à paraître).

G. POUPINET et J.P. GLOT - 1982 - A low power seismic event detector transmitting data via ARGOS satellite data collecting system - EOS, 63, p. 1266.

G. POUPINET et J.P. GLOT - 1983 - A seismic ARGOS data collecting platform - ARGOS users conference, London, 27-28 sept. NASA-CNES-NOAA.

G. POUPINET - 1984 - Collecte de données sismologiques par satellite - Ecole d'été du CNES, La géophysique interne et l'espace, Toulouse, 2-28 juillet.

G. POUPINET et J.P. GLOT - 1985 - The use of a random access satellite data collecting system (ARGOS) for seismological studies - Bull. Seismol. Soc. Amer. (à paraître).

J.P. POZZI, C. PHILIPPE, J.L. LE MOUEL, J. ZLOTNICKI et J.C. ROSSIGNOL - 1983 - Anomalies magnétiques et déformations associées à l'activité de volcans andésitiques : exemple de la Soufrière de Guadeloupe - Bulletin PIRPSEV n°79.

P. QUISEFIT, R. VIE LE SAGE, D. MARTIN et M. DARZI - 1981 - Etude du panache de l'Etna - Bulletin PIRPSEV n°40.

P. RICHET - 1984 - Viscosity and configurational entropy of silicate melts - Géochim. Cosmochim. Acta, 48, 471-483.

P. RICHET et Y. BOTTINGA - 1980 - Heat capacity of liquid silicates : new measurements on NaAlSi308 and K2Si409 - Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 1535-1541.

P. RICHET et Y. BOTTINGA - 1982 - Modèles de calcul des capacités calorifiques des liquides et des verres silicatés - C.R.A.S, 295, série II, 1121-1124.

P. RICHET et Y. BOTTINGA - 1983 - Verres, liquides, et transition vitreuse - Bull. Mineral. 106, 147-168.

P. RICHET et Y. BOTTINGA - 1984 - Glass transitions and thermodynamic properties of Si02, NaAlSin02n+2 and KAlSi3o_ - Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 453-470.

P. RICHET et Y. BOTTINGA - 1984 - Anorthite, andesine, wollastonite, diopside, cordierite and pyrope : thermodynamics of melting, glass transitions, and thermodynamic properties of the amorphous phases - Earth Planet. Sci. Lett., 67, 415-432.

P. RICHET et Y. BOTTINGA - 1985 - Heat capacity of aluminum-free liquid silicates - Géochim. Cosmochim. Acta, 49 (sous presse).

P. RICHET, Y. BOTTINGA, L. DENIELOU, J.P. PETITET et C. TEQUI - 1982 - Thermodynamic properties of quartz, cristobalite and amorphous Si02 drop calorimetry measurements between 1000 and 1800 K, and a review from 0 to 2000 K - Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 2639-2658.

P. RICHET, Y. BOTTINGA et C. TEQUI - 1984 - Heat capacity of sodium silicate liquids - J. Amer. Ceram. Soc. 67, C6-C8.

C. ROBIN, J.M. CANTAGREL et P.M. VINCENT - 1982 - Activité pyroclastique récente (moins de 15000 ans) au Pico de Orizaba et au Popocatepetl (Mexique). Nuées ardentes retombantes (type St Vincent) - Bulletin PIRPSEV n°62.

C. ROBIN, G. CAMUS, J.M. CANTAGREL, A. GOURGAUD, P. MOSSAND, P.M. VINCENT, M. AUBERT, J. DOREL et J.B. MURRAY - 1984 - Les volcans de Colima (Mexique) - Bulletin PIRPSEV n° 87.

C. ROBIN - 1981 - Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique : application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain (axe transmexicain et province alcaline orientale) - Thèse Doctorat d'état Pub. Ann. Sc. Univ. Clermont n°70, fasc.31.

C. ROBIN, J.M. CANTAGREL et P.M. VINCENT - 1981 - Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite : exemple du Nevado de Toluca (Mexique) - Bull. Volc. vol. 44, p. 177-188.

C. ROBIN et J.M. CANTAGREL - 1982 - Le Pico de Orizaba (Mexique) : structure et évolution d'un grand volcan andésitique complexe - Bull. Volc. vol. 45-4, p. 299-315.

C. ROBIN - 1984 - Le volcan Popocatepelt (Mexique) : structure, évolution pétrologique et risques - Bull. Volc. 47-1, 17 p., 12 fig., (sous presse).

C. ROBIN, J.M. CANTAGREL et P.M. VINCENT - 1983 - Les nuées ardentes de type St Vincent : épisodes remarquables de l'évolution récente du Pico de Orizaba (Mexique) - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. XXV, n°5, 727-736.

C. ROBIN - 1982 - Regional distribution and character of recent andesite volcanism : Mexico - in Andesites and Related rocks, part III, R.S. Thorpe ed. John Wiley and Son, London, p. 137-147.

C. ROBIN, J.M. CANTAGREL et A. GOURGAUD - 1984 - Repetitive mixing events and holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico) - Bull. Volc. Sp. issue Magma mixing in volcanic processes (sous presse).

C. ROBIN et C. BOUDAL - 1984 - Une éruption remarquable par son volume : l'évènement de type St Helen's du Popocatepetl (Mexique) - C.R.A.S, Paris, (sous presse).

C. ROBIN, G. CAMUS, J.M. CANTAGREL, A. GOURGAUD, P. MOSSAND et P.M. VINCENT - 1983 - Colima volcanic complex, Mexico : main eruptive units - 2nd E.U.G. Meeting Strasbourg, Terra Cognita, 3, 154.

J.C. RUEGG, M. KASSER, J.C. LEPINE et A. TARANTOLA - 1979 - Mesures géodésiques sur le Rift d'Asal à Djibouti - Bulletin PIRPSEV n° 3.

J.C. RUEGG, A. TARANTOLA, M. KASSER, J.C. LEPINE et J.J. LEVEQUE - 1981 - Mouvements actuels de déformation dans le Rift d'Asal (Djibouti). Réajustement post-sismique ou nouvelle phase d'étirement tectonique - Bulletin PIRPSEV n° 44.

J.C. RUEGG, M. KASSER et J.C. LEPINE - 1984 - Strain accumulation across the Asal-Ghoubbet rift, Djibouti, East Africa - Journal of Geophysical Research, vol. 89, n°B7, p.6237-6246, July 10, 1984.

J.C. SABROUX et H. TAZIEFF - 1983 - Forecasting volcanic events : developments in volcanology I - ELSEVIER Amsterdam, chap. 32, 25, 28 et 35.

P. DE SAINT OURS - 1979 - Le volcanisme intraplaque et océanique - Bulletin PIRPSEV n° 2.

N. SEGOVIA, J. CEJUDO, J.F. CHALOT, J.L. SEIDEL, M. MONNIN, E. MALVASSI et J. BARQUERO - 1983 - Emanometria de radon en volcanes activos - Annales U.G.M., memorias de la reunion 82-83.

J.L. SEIDEL et M. MONNIN - 1981 - Some radon activity measurements of geophysical significance - Proceeding XI Int. Conf. on SSNTD, Bristol, (U.K.).

J.L. SEIDEL et al. - 1983 - Radon emanometry on active volcanoes - Nuclear tracks and radiation measurements, vol. 8, p. 411-414.

J.L. SEIDEL et M. MONNIN - 1984 - Mesures de radon 222 dans le sol de l'Etna : 1980-1983 - Bull. Volc., vol. 44, (à paraître).

J.L. SEIDEL, S. DE LA CRUZ, M. MENA, N. SEGOVIA, J.F. CHALOT, M. MONNIN et P. PANGEO - 1984 - Radon emanometry in soil gases from El Chichon volcano - (accepté).

M. SEMET - 1979 - Coopération franco-soviétique en volcanologie - Bulletin PIRPSEV n° 1.

M. SEMET, N. VATIN PERIGNON, P.M. VINCENT et J.L. JORON - 1982 - L'éruption volcanique du XVI° siècle de la Soufrière de Guadeloupe. Mélanges de magmas et dynamisme éruptif - Bulletin PIRPSEV n° 60.

Groupe "Silicates Liquides" - 1980 - 2° réunion - Bulletin PIRPSEV n°26.

Groupe "Silicates Liquides" - 1981 - 3° réunion - Bulletin PIRPSEV n°42.

Société Géologique de France - 1981 - Colloque Rift d'Asal, Réunion Extraordinaire de la S.G.F, Djibouti 23-29 février 1980 - Bulletin PIRPSEV n° 46.

J. STOSCHEK, C. ARCHAMBAULT, J.F. LENAT, M. AUBERT et J.C. TANGUY - 1982 - Première expérience de télésurveillance thermique de la zone sommitale de l'Etna au moyen du système ARGOS - 9° R.A.S.T, Paris, Soc. Géol. Fr. éd., 587.

J.C. TANGUY - 1979 - The storage and release of magma on Mount Etna : a discussion - Journal of Volcanology and Geothermal Research 6, 179-188.

J.C. TANGUY - 1979 - Sur l'éruption de l'Etna en 1879 (Mt Umberto - Margherita) - C.R. Acad. Sc. Paris - t. 288 (21.05.79) Série D, 1453-1456.

J.C. TANGUY - 1980 - L'Etna : étude pétrologique et paléomagnétique ; implications volcanologiques - Thèse Doct. ès Sciences, Université Paris VI, PIRPSEV, CNRS.

J.C. TANGUY - 1981 - Les éruptions historiques de l'Etna : chronologie et localisation - Bull. Volc. 44, 3, 585-640.

J.C. TANGUY, C. ARCHAMBAULT, R. BASILE, S. SCALIA, G. SCARPINATI et J. STOSCHECK - 1982 - L'activité de l'Etna en 1980-1981 : mesures thermiques - Ibid., 589.

J.C. TANGUY - 1983 - Steady state magma discharge at Etna 1971-1981 - Nature, vol. 302, n° 590, 353-354.

J.C. TANGUY - 1983 - Etna volcanic events - SEAN Bulletin, Smithsonian Institution, Washington, vol. 8, n° 4-5-6.

J.C. TANGUY - 1983 - The march-august eruption of Mt Etna - Volcano news, Kemah, TX, n° 15, nov. 83.

J.C. TANGUY - 1983 - Lava diversion on Mt Etna - Ibid. n° 15, nov. 83.

J.C. TANGUY et G. PATANE - 1984 - Activity of Mt Etna, 1977-1983 : volcanic phenomena and correlated seismic tremor - Bull. Volc., Etna 83 spec. issue. (soumis pour publication).

J.C. TANGUY et R. CLOCCHIATTI - 1984 - The etnean lavas, 1977-1983 : petrology and mineralogy - Ibid.

A. TARANTOLA, J.C. RUEGG et J.C. LEPINE - 1980 - Mesures géodésiques dans le Rift d'Asal, déplacements verticaux - Bulletin PIRPSEV n° 6.

A. TARANTOLA - 1980 - Rapport de missions Reykjavik et San Fransisco - Bulletin PIRPSEV n° 7.

A. TARANTOLA, E. TRYGVASSON et A. NERCESSIAN - 1982 - La prévision volcanique ou sismique traitée comme un problème inverse - Bulletin PIRPSEV n° 61.

J. TEIXEIRA, H. STANLEY, Y. BOTTINGA et P. RICHET - 1983 - Application of a percolation podel to supercooled liquids with a tetrahedral structure - Bulletin Minéralogique, vol. 106, p. 99-105.

H. TRAINEAU, D. WESTERCAMP et C. COULON - 1983 - Magma mixing at Mt Pelée (Martinique) : origin of St Vincent type eruptions - IUGG General Assembly, Hamburg, août 1983.

M. TREUIL et J.C. TANGUY - 1983 - Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques (PIRPSEV) - Rapport CNFGG 1979-1982, 121-133.

P. TROCELIER, C. ENGELMANN, N.METRICH et R. CLOCCHIATTI - 1984 - Mise en évidence du Carbone et de l'Azote au sein de verres volcaniques au moyen de la microsonde nucléaire - Bulletin PIRPSEV n° 93.

G. VASSEUR et A. BONNEVILLE - 1984 - Satellite thermal infrared observations of Mt Etna after the 17th march 1981 eruption - J. Volc. Geotherm. Res., (à paraître).

N. VATIN PERIGNON, L. CHEVALLIER et F. BLANC - 1984 - Les évènements dacitiques récents de la Soufrière Sainte Lucie (Petites Antilles) : téphrochronologie, dynamismes, structures - Bulletin PIRPSEV n° 90.

N. VATIN-PERIGNON et M. SEMET - 1981 - A triggering mechanism for explosive calco-alkaline eruptions : the "magma mixing" hypothesis, part I : general features, part II : the 16th century eruption of la Soufrière (Guadeloupe) - IAVCEI symposium, Arc volcanism, Tokyo, Japan, p. 331 et 403.

N. VATIN-PERIGNON, D. COMPARE et G. KIEFFER - 1982 - Reconstitution de l'évolution des centres éruptifs de la vallée del Bove (Etna, Sicile) par l'étude des dykes - 9° R.A.S.T, Paris, p. 151.

N. VATIN-PERIGNON et L. CHEVALLIER - 1982 - Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion island, Indian Ocean - Bull. Vol. 45-4, p. 285-298.

N. VATIN-PERIGNON et F. BLANC-PETIT - 1983 - Preliminary results about the last eruptive cycle in the Madeleine, Soufriere massif (southern Guadeloupe, French West Indies) - Terra cognita 3, GB 23, p.153-154.

N. VATIN-PERIGNON et L. CHEVALLIER - 1983 - St Lucia West Indies : a new interpretation of the last eruptive event - Ibid, GB 24, p.154.

N. VATIN-PERIGNON et M. SEMET - 1983 - Magmatic processes in southern Guadeloupe (F.W.I) : petrogenesis of the pumice flow deposits - UGGI, XXIII General Assembly, IAVCEI Symposium, Hamburg, 15-27, Magma mixing in volcanic processes, p. 66.

N. VATIN-PERIGNON, M. SEMET et F. BLANC - 1984 - Petrochemistry of holocene recent pumiceous pyroclastic products in southern Guadeloupe (F.W.I.) - Bulletin volcanologique (à paraître).

D. VELDE et H.S. YODER - 1983 - Partitioning of iron and magnesium between melilite, olivine and clinopyroxene in lavas - Annual report Carnegie Inst. Washington, Geophysical Laboratory, Ybook 82, 256-264.

R. VIE LE SAGE - 1980 - Etude du comportement physico-chimique de l'aérosol d'origine volcanique - Bulletin PIRPSEV n° 12.

R. VIE LE SAGE, M. DARZI, J.P. QUISEFIT et G. BERGAMETTI - 1981 - La notion de facteur d'enrichissement dans l'aérosol volcanique - C.R.A.S., t. 292, série II, p. 247-250.

R. VIE LE SAGE - 1983 - Gaz et aérosols volcaniques - Rapport national sur les travaux français exécutés de 1979 à 1982, C.N.F.G.G., p. 170-173.

R. VIE LE SAGE - 1983 - Chemistry of the volcanic aerosol - Forecasting volcanic events, p. 445-474, Elsevier, Amsterdam.

P.M. VINCENT, G. CAMUS et B.M. LARUE - 1984 - Origine du grand Tsunami du Krakatau (17 août 1883) par immersion d'une coulée de débris - Bulletin PIRPSEV n° 89.

F. ZANOLINI - 1983 - Conductimétrie et chimie de la glace à D 57 (Terre Adélie) : application à la recherche du paléovolcanisme - Bulletin PIRPSEV n° 76.

J.L. ZIMMERMANN, J.L. CHEMINEE et M. CHAIGNEAU - 1981 - Etude de la phase gazeuse occluse dans les laves de l'Ardoukoba, volcan éphémère d'une dorsale émergée (Afars) - Bulletin PIRPSEV n° 50.

J. ZLOTNICKI, J.P. POZZI, G. BOUDON et M.G. MOREAU - 1983 - Détermination de la température de mise en place de dépots pyroclastiques par une méthode magnétique - Bulletin PIRPSEV n° 68.

J. ZLOTNICKI, J.P. POZZI, G. BOUDON et M.G. MOREAU - 1984 - A new method for the determination of the setting temperature of pyroclastic deposits (example of Guadeloupe, F.W.I) - J. Volc. Geotherm. Res., 21, 297-312.

J. ZLOTNICKI, J.L. LE MOUEL, M. MENVIELLE, J.P. POZZI et G. SIMON - 1984 - Magnetic observations on La Soufrière volcano (Guadeloupe, F.W.I) over a quiet period : background estimation - J. Geomagn. Geoelectr. (à paraître).

INDEX DES AUTEURS DES RESUMES

AINARDI J.L. Ge_{30}

ALLARD P. Ga_1, Ga_2, Ga_3, Ga_{13}

ALLE P. Ge_{30}

ALLEGRE C.J. M_{22}

ALOISI J.C. HV_{24}

AMOSSE J. SL_1

AMOURIC M. SL_2

ANGELIS (de) HV_1

ARQUETOUX P. SL_1

ANDRIEUX P. SL_3

ARCHAMBAULT C. Ge_1, Ge_2

ARDOUIN B. Ga_{10}

ARTHAUD F. T_1, T_2

AUBERT M. Ge_3, Ge_4, Ge_5, Ge_6; Ge_7, Ge_8

AUBY R. Ge_6

BACHELERY P. T_3, HV_2, HV_3, HV_4, HV_{33}, M_1, M_3, M_{24}

BADRUDIN M. Ga_2

BAHAR I. T_1

BALLESTRACCI R. Ge_9

BARDINTZEFF J.M. HV_5, HV_6

BARONNET A. SI_2

BATIFOL F. HV_{23}

BAUDIN Th. HV_{38}

BEAUSSILLON Ge_{17}

BELIN J.M. HV_{30}

BELVISO S. Ga_{12}

BENDERITTER Y. Ge_{26}

BENHAMOU G. M_3

BERGMAN C. SL_4

BERTHELAY J.C. SL_3

BESSON J.M. M_{31}

BIZOUARD H. M_2

BLANC F. HV_7, HV_{38}

BLANC Y. SL_3

BONNEVILLE A. Ge_{11}, Ge_{12}

BOURLET F. et Y. Ge_6, Ge_{13}, Ge_{14}

BLUM P.A. T_4

BOF M. Ge_{10}

BOIVIN P. HV_8, HV_9, HV_{16}, HV_{19}, M_3, SL_3

BONNETON J.R. T_7

BOTTINGA Y. SL

BOUDAL Ch. HV_{10}, HV_{11}

BOUDON G. T_{17}, HV_{12}, HV_{13}, HV_{14}, Ge_8, Ge_{35}

BOURDIER J.L. HV_{12}; JV_{15}, M_4, M_{16}, M_{17}

BOYER D. Ge_{15}, Ge_{28}, Ge_{29}, Ge_{30}

BRANDEIS G. M_{22}

BROUSSE C. SL_5

BUCUR I. HV_{36}

CAMUS G. HV_8, HV_9, HV_{16}, HV_{17}, HV_{18}, HV_{19}, HV_{34}

CANTAGREL J.M. HV_{20}, HV_{34}, HV_{39}, HV_{40}

CARBONNELLE J. Ga_2

CAREY-GAILHARDIS E. T_{18}

CARRON J.P. M_{12}

CASTANET R. SL_5

CHAMPEVAL Ph. Ge_{21}

CHASTEL R. SL_4

CHEMINEE J.L. Ga_4, Ga_5, Ga_6, Ga_{15}; Ga_{17}

CHEVALLIER L. HV_{38}; T_{16}

CHRETIEN S. HV_{21}

CLOCCHIATTI R. M_2, M_5, M_6, M_7, M_8, M_9, M_{10}, M_{18}, M_{30}, M_{30}, M_{31}, M_{32}, Ga_{16}, HV_{41}

CAMPARE D. HV_{22}

COSTARELLA R. HV_{38}

COUDRAY J. HV_{33}, HV_{35}

COULON Ch. M_4, M_{10}, M_{26}

COUTIN S. Ge_{33}

COUTY R. M_{31}

CREUSOT A. Ga_{13}

DAJLEVIC D. Ga_2, Ga_3, Ga_{13}

DAROT M. T_6

DAUTRIA J.M. M_{11}

DECHAMBENOY C. Ge_{16}

DECRIAUD J.P. Ge_{18}

DELBOVE F. SL_6, SL_7

DELMAS R. HV_{23}

DELORME H. Ga_4, Ga_5, Ga_6, Ga_{15}, Ga_{17}

DENIELOU L. SL_8

DESPRAIRIES A. HV_{35}, M_{29}

DHAMELINCOURT P. M_{27}, M_{30}

DOSTAL J. M_{12}, M_{13}, M_{14}

DUCHER G. T_5

DUPIS A. Ge_{17}, Ge_{18}, Ge_{26}

DUPONT P. M_3

DUPUY C. M_{12}, M_{13}, M_{14}, M_{26}

ENGELMANN Ch. Ga_{16}

FEHRENBACH L. HV_1

FELICE (de) P. Ga_{11}

FERRUCCI F. Ge_{25}

FICHAUT M. M_{26}

FOULETIER J. SL_1

GANTES M. Ga_{13}

GAUDICHET A. Ga_{11}GAULON R. Ge_{27}

GIROD M. M_{11}, M_{13}, M_{15}

GLACON G. HV_{24}

GLOT J.P. Ge_{19}

GOER DE HERVE A. (de) HV_8, HV_9, HV_{16}, HV_{17}, JV_{19}

GOT H. HV_{24}

GOURGAUD A. HV_8, HV_9, HV_{15}, HV_{17}, HV_{19}, HV_{20}, HV_{34}, M_4, M_{16}; M_{17}, M_{26}

GRATIER J.P. T_{16}, T_{17}

GRELLET B. T_2
GRESTA S. Ge_{19}
GUEGUEN Y. T_6
HALBWACHS M. Ga_{13}
HAVETTE A. M_{18}
HENROTTE Ge_{20}
HERNANDEZ J. M_{19}
HUMBERT G. Ge_{21}
INGRIN J. M_{20}
INOUBLI H. HV_{24}
JACKSON D.B. Ge_{24}, T_3
JACQUEMIN H. M_{21}
JAMBON A. Ge_{21}, Ga_7
JAUPART C. M_{22}
JAVOY M. Ga_4, Ga_5, Ga_6, Ga_8, Ga_9
JEHANO C. HV_1
JEREMIE J.J. HV_{25}, M_{28}
JORON J.L. M_1, M_6, M_7, M_{21}, M_{23}
JULIEN Ph. T_7
KASSER M. Ge_{22}, T_8
KERINEC F. M_6
KIEFFER G. Ge_7, HV_8, HV_9, HV_{16}, HV_{26}, HV_{27}, HV_{28}, HV_{29}, HV_{30}
KIRCHNER S. HV_{23}
KORNPROBST J. SL_3, M_3, M_{24}
LALANNE X. Ge_{11}
LAMBERT G. Ga_{10}
LANGEVIN Y. HV_{41}
LEBEDEV E. SL_6
LE CLOAREC M.F. Ga_{10}
LECOINTRE J. HV_{31}, HV_{32}
LEFEVRE C. M_{25}
LEFEVRE R. Ga_{11}
LEGRAND M. HV_1; JV_{23}
LE GUEN DE KERNAISON M. M_{12}
LE GUERN F. Ga_2, Ga_{11}
LEHMANN J. Ge_{21}
LE MOUEL J.L. Ge_{32}, Ge_{36}
LENAT J.F. Ge_{11}, Ge_{23}, Ge_{24}, T_3, HV_4, HV_{33}
LEPINE J.C. Ge_{25}
LIOTARD M_{13}
LUAIS B. M_{11}, M_{15}
MARIE Ph. Ge_{26}
MARTEL L. Ge_{27}
MARTIN Y. Ge_{33}
MASCARENHAS A. HV_{24}
MASSARE D. M_8, M_{31}
MASSENET F. Ge_{29}
MATHIEU J.C. SL_4, SL_5
MAURETTE M. HV_1
MAURY R.C. M_{10}, M_{12}, M_{26}
MENVIELLE M. Ge_{33}
MERCIER J. T
MERGOIL J. HV_8, HV_9, HV_{17}, HV_{19}
METRICH N. Ga_{16}, M_2, M_9, M_{27}
METRICH N. Ga_{16}, M_2, M_9, M_{27}
MIRABILE L. HV_{24}
MONACO A. HV_{24}
MONNIN M. Ga_{14}
MONTAGGIONI L. M_{18}
MOREAU M.G. Ge_{35}
MOSSAND Ph. HV_{34}
MOUSNIER P. Ge_{33}
MURRAY J.B. T_9, T_{10}, T_{11}
NATIVEL P. HV_{35}, M_{18}
NGUYEN B.C. Ga_{12}
NICOLAS A. T_{12}
PAMBRUN C. Ge_1
PAQUET J. T_{13}
PAQUIN C. T_{14}, T_{15}
PARDYENTO L. Ga_2
PASCALINE HV_{25}, M_{28}
PATANE G. HV_{37}, Ge_{19}
PAUL A. T_{17}
PERRET M. HV_{24}
PERSON A. Ga_{15}
PETITET J.P. SL_8
PHAM V.N. Ge_{15}, Ge_{28}, Ge_{29}, Ge_{30}
PHILIPPE C. Ge_{32}
PHILIPPOT F. HV_{35}, M_{29}
PIRIOU B. SL_9
POUPINET G. Ge_{19}, Ge_{31}
POZZI J.P. Ge_{32}, Ge_{33}, Ge_{35}, Ge_{36}
RICHET P. SL_{10}
ROBACH F. Ge_{10}
ROBERT M. SL_7
ROBIN C. HV_{10}, HV_{11}, HV_{20}, HV_{34}, HV_{39}, HV_{40}
ROGEZ J. SL_5
ROSSIGNOL J.C. Ge_{32}
ROUX J. Ge_{21}
ROUYER J.L. Ga_2
RUEGG J.C. Ge_{25}
SABROUX J.C. Ga_2, Ga_{13}
SASSI W. T_{18}
SEIDEL J.L. Ga_{14}
SEMET M. HV_{13}, HV_{14}
SEVEQUE J.L. Ga_{15}
SIMON G. Ge_{33}, Ge_{36}
SOBOLEU A. M_{30}
SYFOSSE G. M_{31}
TABBACH J. Ge_{16}, Ge_{34}
TALIBART A. T_3
TANGUY J.C. HV_{36}, HV_{37}, Ge_1, Ge_2, M_{32}
TARITS P. T_3
TAZIEFF H. Ga_3
THERME P. Ge_{30}
THOMAS P. T_{19}
THOMPSON J.F.C. HV_{36}
TOURNON J. M_{33}
TOUTAIN J.P. Ga_{15}

TRAINEAU H. M_4. M_{14}. M_{26}
TREUIL M. M_1. M_6. M_7
TROCELLIER P. Ga_{16}
URBAIN G. SL_{11}
VASSEUR G. Ge_{12}
VATIN-PERIGNON N. HV_{38}
VELDE D. M
VESCHAMBRE M. SL_3
VIE LE SAGE Ga
VIELZEUF D. SL_3
VILLEMANT B. M_{23}. M_{34}
VINCENT P.M. HV_2. HV_3. HV_8. HV_9. HV_{12}. HV_{13}. HV_{14}. HV_{18}. HV_{19}. HV_{20}. HV_{32}. HV_{33}. HV_{34}. HV_{39}. HV_{40}. HV_{41}. M_4
VIODE J.P. Ge_{36}
WESTERCAMP D. M_4. M_{10}. M_{26}
ZANOLINI F. HV_{23}
ZIMMERMANN J.L. Ga_{17}
ZLOTNICKI J. Ge_8. Ge_{32}. Ge_{33}; Ge_{35}. Ge_{36}

Imp Sciences 24, Avenue des Landais - 63170 Aubière - Dépôt Légal

4 ème Trimestre 1984