

Société de Volcanologie Genève

Case postale 298 CH-1225 CHENE-BOURG

CCP 12-16235-6



REUNION DES MEMBRES

1989

Au mois de septembre nous reprendrons nos réunions mensuelles, la prochaine aura lieu le **lundi 18 septembre à 20 heures 30**, à la maison de quartier de St Jean (39-41, rue de St Jean, GE). Elle aura pour thème:

"Les volcans des Açores"

F. Cruchon, photographe (membre du comité de la SVG), nous présentera une sélection de diapositives sur ces volcans peu connus. Si vous voulez également nous présenter quelques diapositives sur cette région, n'hésitez pas et contactez P. Vetsch (022/786.24.31. le soir), pour bien coordonner la soirée.

Pour le reste de l'année et 1990, nous reprenons le cours normal de nos réunions mensuelles, soit le **deuxième lundi de chaque mois** (11 octobre, 9 novembre, 13 décembre, etc.). La réunion du mois d'octobre sera consacrée aux volcans d'Amérique Central.

VOLCANS INFORMATION *VOLCANS INFORMATION* *VOLCANS INFORMATION*

Nous vous signalons la parution en anglais d'un second ouvrage sur la violente éruption de Tarawera, en Nlle Zélande. Ce livre très complet s'intitule:

"Tarawera. The Volcanic Eruption of 10 june 1886" par R.F. KEAM, avec 170 illustrations, dont 13 en couleurs, et de 472 p. Son prix est de 169.- \$NZ + frais d'envoi. Il est disponible à l'adresse suivante: R.F. Keam, Physic Departement, University of Auckland, Private Bag, Auckland. New Zeland.

Pour marquer la reprise de nos activités, vous trouverez ci-jointe, une série de photos d'une éruption du **Santiaguito** (Guatemala), au mois de juillet 89, photos prises par Mr C. Ginet, géologue travaillant dans ce pays.

Ce volcan est dôme endogène complexe, en activité subpermanente, se développant sur le flanc du St Maria (voir SVG informations No 1, 1988). La première photo a été prise 15 mn avant l'explosion. Les autres montrent le développement d'un panache verticale et l'émission simultanément d'une nuée ardente.

LIVRET - GUIDE SVG

A LA DECOUVERTE GEOLOGIQUE DES ILES EOLIENNES
ET DE L'ETNA



P. VETSCH

Septembre 1989

1. GENERALITES

1.1 Introduction

De façon très générale, le volcanisme témoigne de l'instabilité et du déséquilibre thermique de notre planète. Cette situation se traduit par des mouvements dans les couches profondes (manteau) de notre globe et par des montées de matières qui vont donner naissance aux volcans. Cette activité profonde de notre planète a morcelé l'écorce terrestre en plusieurs plaques de tailles variables, dont les mouvements horizontaux et verticaux conditionnent notre environnement géologique.

La géologie du sud de l'Italie et de la Sicile, avec l'Etna et les îles Eoliennes, est conditionnée par la collision complexe entre les plaques africaine et européenne. Cet affrontement, qui se produit déjà depuis plusieurs millions d'années, se traduit d'ailleurs de façon plus générale par le vaste plissement alpin. Dans le cas de la région qui nous intéresse, il se manifeste par du volcanisme, car c'est précisément le lieu de la limite actuelle des plaques.

Il faut bien préciser qu'actuellement tous les spécialistes ne sont pas entièrement d'accord sur les causes profondes du volcanisme éolien et de celui de l'Etna. Un modèle récent (Forgione et al., 1989), qui à l'avantage d'englober l'Etna et les îles Eoliennes, est présenté à la Fig. 1:

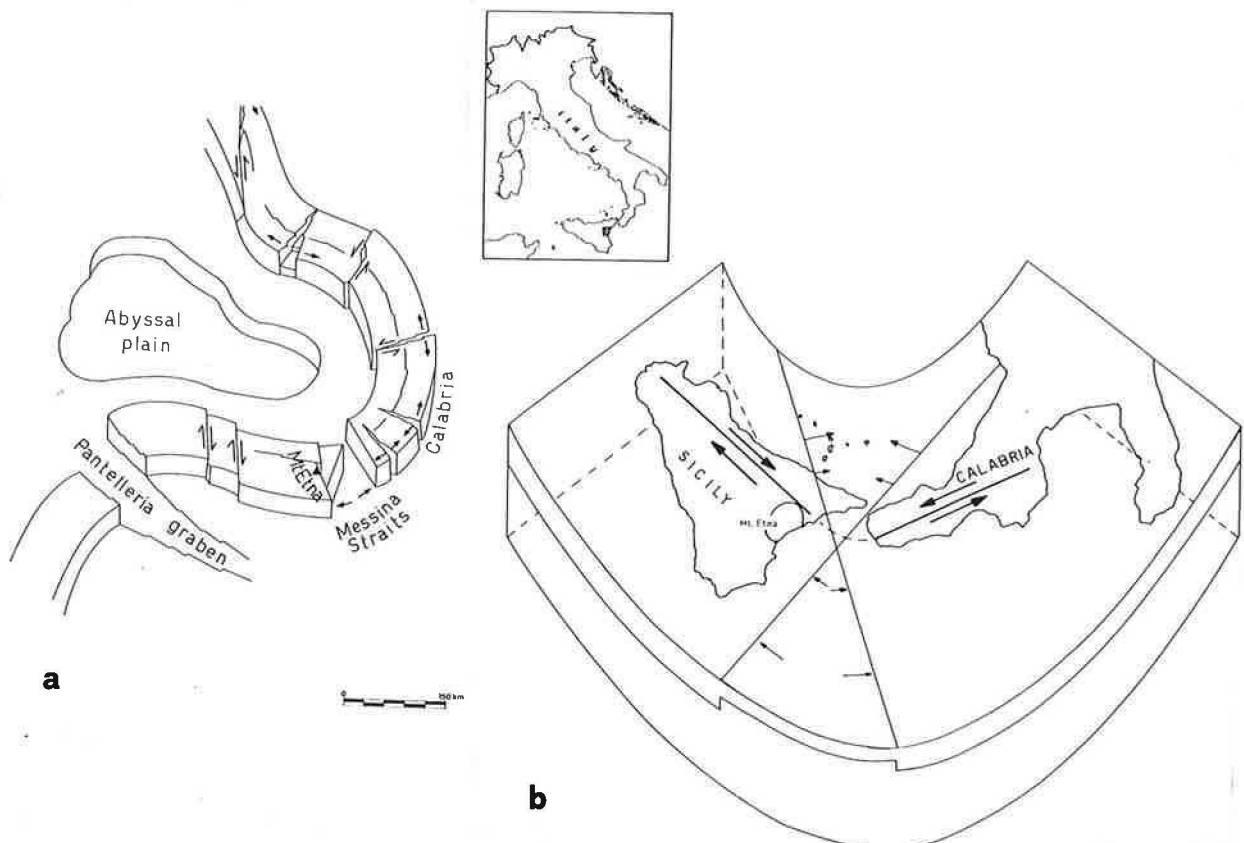


Fig. 1. a) Modèle schématique de l'Italie du sud une plaque plissée et cassée en blocs. b) Représentation des mouvements affectant la zone sicilienne (Forgione et al.1989)

Il considère cette région de l'Italie du sud comme une plaque plissée par la collision et cassée en blocs dont une extrémité seulement est bloquée (côte N et NW de la Sicile), ce qui provoque une rotation de la Sicile, avec une zone en extension, la mer Ionienne au large de l'Etna, et une zone de convergence dans le domaine éolien, Fig.1b. Ceci explique le caractère très différent des laves et du

volcanisme de l'Etna et des îles Eoliennes. Cette situation actuelle se surajoute au fait, que dans des temps plus anciens la collision Europe /Afrique se traduisait alors par une zone de subduction (c'est-à-dire par l'enfoncement d'une plaque sous l'autre) dirigée vers le NW.

Nous allons maintenant considérer séparément la région des îles Eoliennes (zone de convergence) et celle de l'Etna (zone en extension), que nous aborderons plus brièvement, car elle fait déjà l'objet d'un livret guide de la SVG.

Généralités sur le volcanisme des îles Eoliennes (Keller, 1982 et Gillot, 1986)

L'archipel est constitué de sept îles principales (Fig. 2), formées exclusivement de matériel volcanique. A cela, il faut ajouter plusieurs volcans sous-marins, certains de grandes tailles, dont les relations avec le volcanisme éolien sont controversées. L'âge maximal connu, par des méthodes des datations radio-actives, est de l'ordre de 1,3 million d'années, pour des échantillons sous-marins, mais d'environ 500.000 ans pour les parties émergées. L'île la plus ancienne est Panarea.

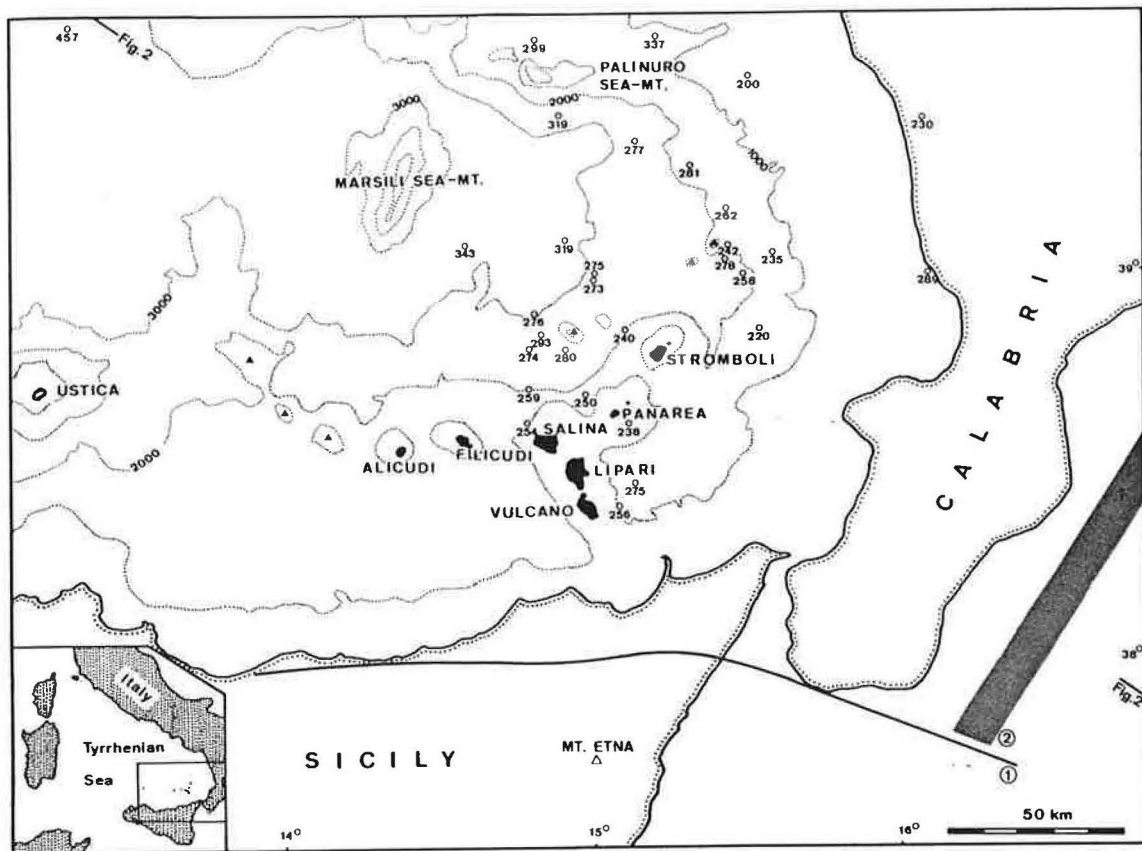


Fig.2. Répartition des îles Eoliennes et la morphologie des fonds sous-marins. Les cercles sont des épacentres de séismes, avec leurs profondeurs en Km. 1= limite approx. plaque africaine; 2=ancienne fosse supposée (Keller, 1982)

Deux phases de développement peuvent être distinguées, la première va de 500.000 à 100.000 ans et voit la construction des parties principales de Panarea, Lipari, Salina, Alicudi et Filicudi. La seconde phase est précédée par une période d'érosion importante, dont les produits vont être partiellement recouverts par les roches volcaniques de cette seconde phase. Elle débute, il y a environ 100.000 ans, avec l'achèvement de la formation de Salina, Lipari et Filicudi et par la naissance de Vulcano et de Stromboli, les deux îles les plus jeunes de l'archipel. En simplifiant, ces deux étapes se distinguent aussi par des compositions de laves différentes.

Des études géophysiques ont montré que la croûte terrestre s'amincit considérablement, de 40 Km. d'épaisseur sous la Calabre, à 20 Km. sous les Eoliennes, jusqu'à seulement moins de 15 Km. dans les plaines abyssales de la mer Tyrrhénienne. De plus, les tremblements de terre se répartissent de façon discontinue selon un plan incliné dirigé vers le NW, plongeant à 50-60 degrés. Ces données, plus le fait que certaines laves des îles Eoliennes se rapprochent fortement des matériaux émis dans des zone de subduction typiques, ont amené différents chercheurs à expliquer le volcanisme éolien par la présence d'une zone de subduction, ayant des caractères particuliers, dont une partie de la plaque engloutie serait rompue, pour expliquer l'absence de séismes entre 50 et 200 Km. de profond Fig.3 . D'autres auteurs contestent cette interprétation (par ex. Gillot, 1986). Ils expliquent le volcanisme éolien comme une conséquence tardive d'une subduction beaucoup plus ancienne. Ils rattachent les volcans sous-marins aux îles Eoliennes, pour former un vaste complexe éruptif annulaire.

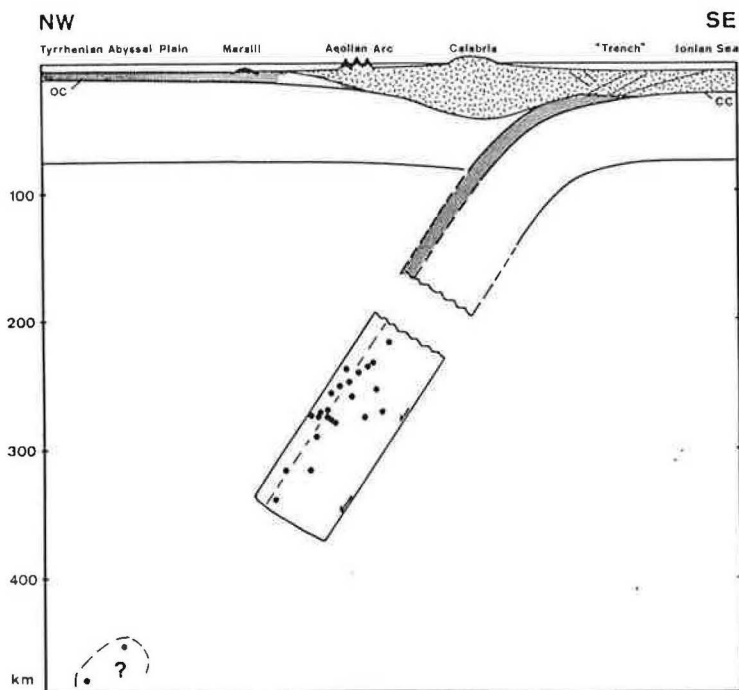


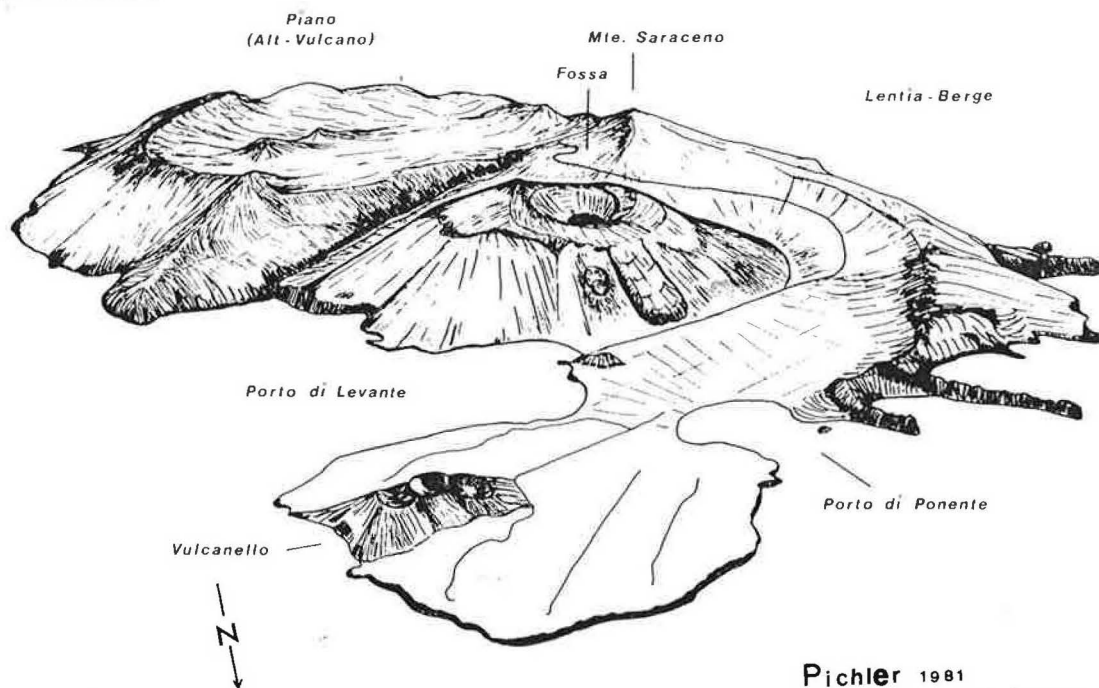
Fig.3. Coupe interprétative NW-SE du domaine Eolien. Plaque plongeante rompue pour expliquer l'absence des séismes entre 50-200 Km. Points noirs = séismes. (Keller, 1982)

Une difficulté supplémentaire pour interpréter les Eoliennes comme une zone de subduction classique est la très grande variété des laves d'une île à l'autre. En particulier, il existe une grande variabilité de la teneur en potassium, pour des îles pourtant proches.

2. VULCANO

2.1. Situation géographique

C'est l'île la plus méridionale de l'archipel Eolien. Elle a une surface de 24 Km² et est séparée de Lipari par un bras de mer de 800 m de largeur ne dépassant pas 40 m de profondeur. Comme toutes les autres îles Eoliennes, elle est exclusivement d'origine volcanique et est, après Stromboli, le volcan le plus actif durant les temps historiques récents.



Pichler 1981

Fig.4. Dessin île de Vulcano (Pichler, 1981)

2.2. Histoire géologique (Keller, 1980)

L'île se compose de quatre grands centres éruptifs Fig.5 , soit du plus ancien au plus jeune:

- (1) Vulcano ancien
- (2) Le complexe Lentia
- (3) Fossa di Vulcano
- (4) Vulcanello

Ces quatre centres sont particulièrement bien visibles sur la Fig. 6.

(1) Vulcano ancien

Ce centre représente les parties centrales et le sud de l'île. C'était un grand strato-volcan (c'est-à-dire constitué d'alternance de coulées et de produits provenant d'explosions = pyroclastiques), où les coulées prédominaient. La partie sommitale de ce volcan a été recoupée par une vaste caldera d'effondrement de 2,5 km. de diamètre (caldera del Piano). Les flancs externes de cet ancien édifice sont parsemés de nombreux filons de lave (dykes), témoins d'éruptions latérales. L'effondrement et le remplissage de la caldera del Piano sont complexes avec des alternances d'enfoncements (subsidence) et de remplissage. Ces produits de remplissage sont des coulées et des dépôts pyroclastiques (tuf, scories soudées). un cône de scories intracaldera va se construire. Une intrusion profonde a dû se mettre en place à l'époque de la formation de cette caldera. Elle a été mise en évidence par un forage géothermique de plus de 2000 m de profond, réalisé en 1983, au pied SW de la Fossa.

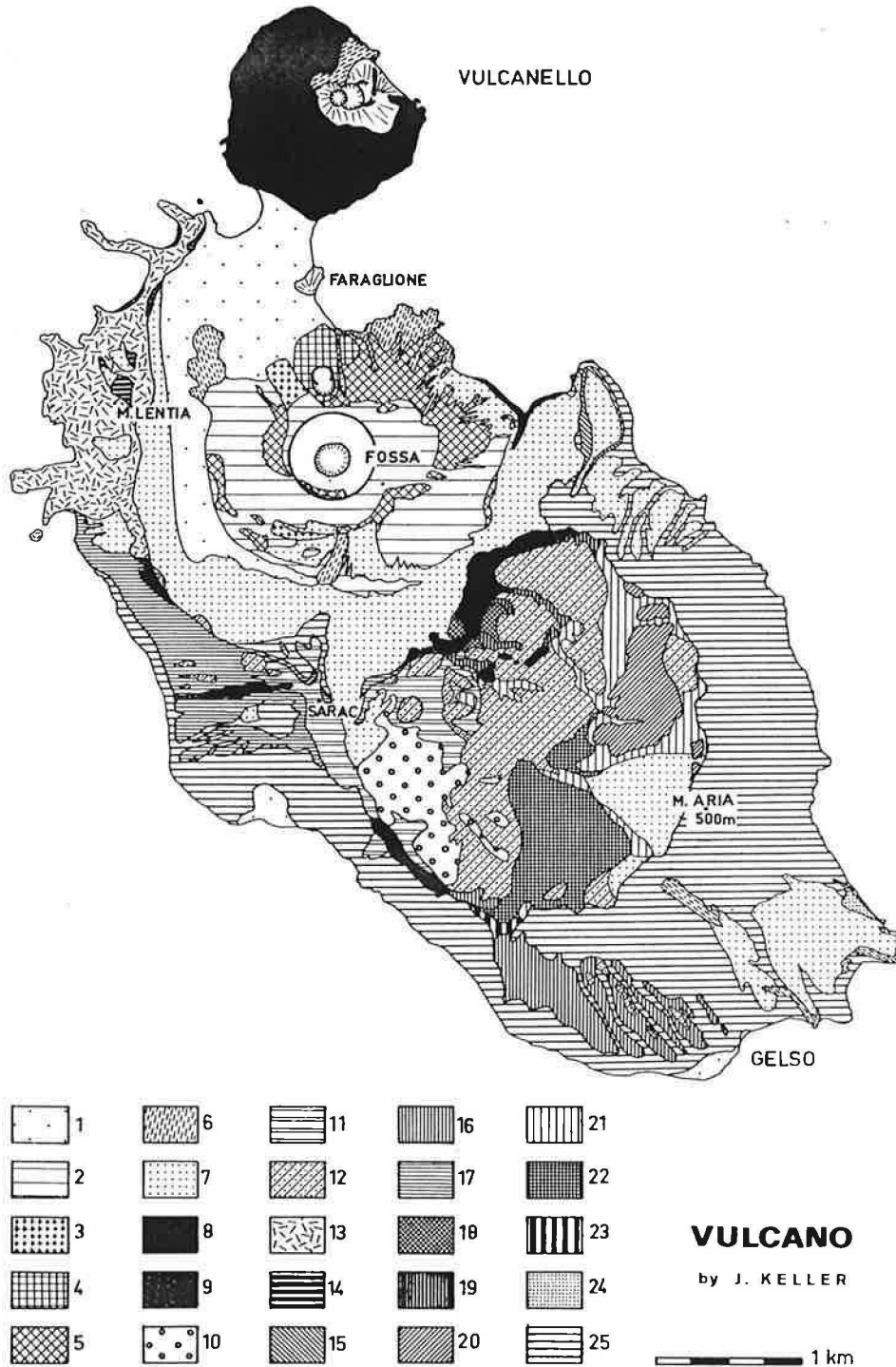


Fig.5. Carte géologique de Vulcano (Keller, 1974).

1 sédiments récents; 2-7 produits de la Fossa (pyroclastiques, coulées, etc.); 8-9 coulées basiques de la Fossa, Piano, Vulcanello et Mt Saraceno; 10-12 pyroclastiques; 13-14 laves acides du Lentia; 15-17 pyroclastiques associés à la formation des calderas; 18-23 produits de remplissage de la caldera del Piano; 24 centre éruptif latéral (Vulcano ancien); 25 produits Vulcano ancien. 2-9: âge allant < 10.000 ans-act.; 10-25 > 10.000 ans.

(2) Le complexe Lentia

Probablement, avec les dernières séquences de formation de la caldera del Piano, l'activité volcanique s'est déplacée au NW de l'île pour former un volcan constitué par la superposition d'épaisses coulées très visqueuses, de composition rhyolitique (voir Annexe I). Ce centre était actif à la fin de la dernière glaciation (entre 15000 et 10000 ans).

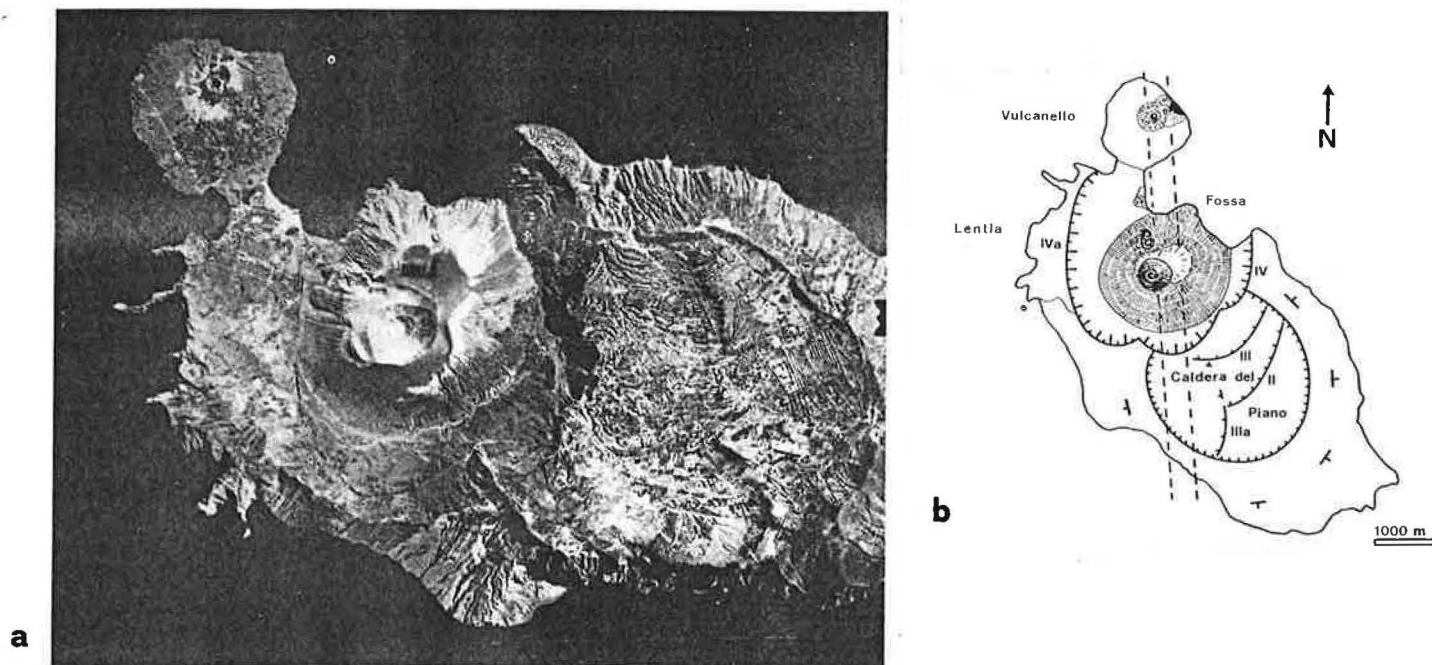


Fig.6. a) Vue aérienne, montrant particulièrement bien la caldera del Piano et de la Fossa. b) Schéma structures volcano-tectoniques de Vulcano. I-IV segments arqués de failles bordières de calderas.

(3) Fossa di Vulcano

Succédant à la formation du Lentia, une phase d'effondrement voit la formation d'une seconde caldera, d'une taille comparable à la précédente. Elle se forma par une série d'effondrements allant du sud au nord, nord-ouest. Une série de dépôts pyroclastiques a suivi ou accompagné cette formation, dont certains dépôts témoignent d'ailleurs d'interactions avec de l'eau. Des coulées se sont également mises en place, au SW de la Fossa actuelle. C'est dans cette caldera de la Fossa que le cône actif actuel va se construire. Son activité débute vers 8500 av. J.C. C'est un cône formé essentiellement de pyroclastique, mais aussi de quelques coulées. Il atteint la hauteur de 391 m. Ce cône de la Fossa di Vulcano fait l'objet d'études détaillées (Frazetta et al., 1983); sa construction s'est déroulée en plusieurs cycles éruptifs, présentant des caractères communs (Fig.7).

L'étude des dépôts a permis de distinguer pour le moins 5 cycles éruptifs qui regroupent tous les produits d'une même activité.

La construction s'est faite par l'édification de plusieurs cônes volcaniques différents se recoupant et se recouvrant partiellement. L'activité finale pouvant donner lieu à des coulées, comme celle d'obsidienne de Pietre Cotte, sur le flanc nord, datant de 1739. Des éruptions phréatiques (interaction avec l'eau) peuvent former des cônes latéraux, comme par exemple la Forgia Vecchia II, formée en 1727. Le dernier cycle en date débute après la coulée de Pietre Cotte et comprend les produits de la dernière éruption (1888-90).

Ce sont les descriptions de cette dernière éruption qui fournissent le modèle de l'activité dite vulcanienne (forte explosivité avec ou sans coulées, détonations extrêmement bruyantes, activité discontinue avec des périodes de calme et éjection de matériel solide ou très visqueux).

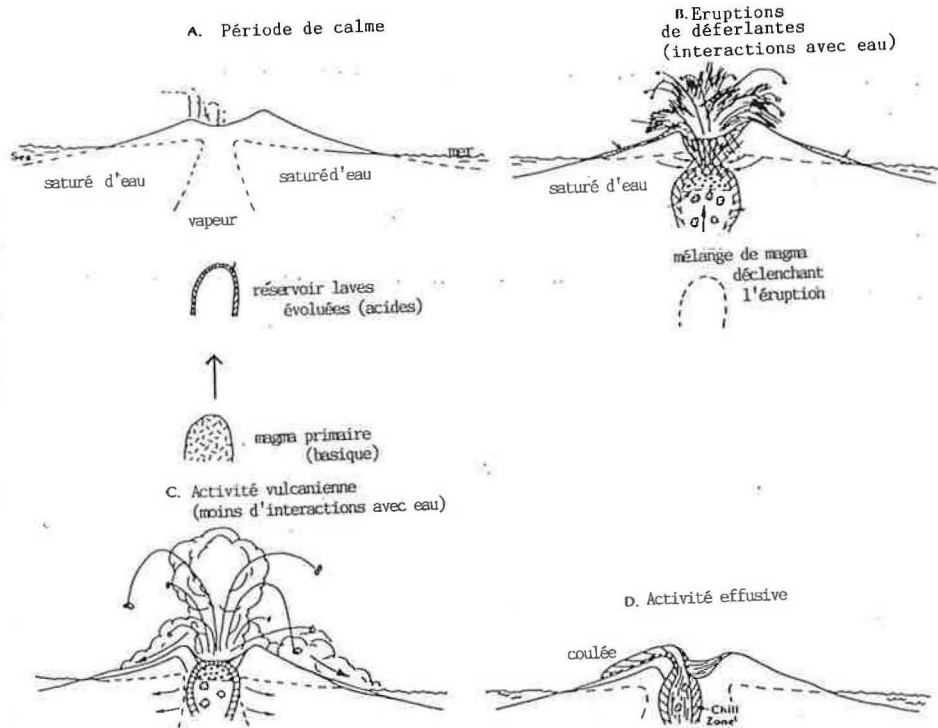


Fig.7. Schéma éruptif d'un cycle vulcanien typique (Frazzetta et al., 1983)

(4) Vucanello (Fig. 5)

Le dernier né des centres éruptifs de Vulcano a d'abord été une nouvelle île, apparue en 183 av. J.C. (Fig.8).

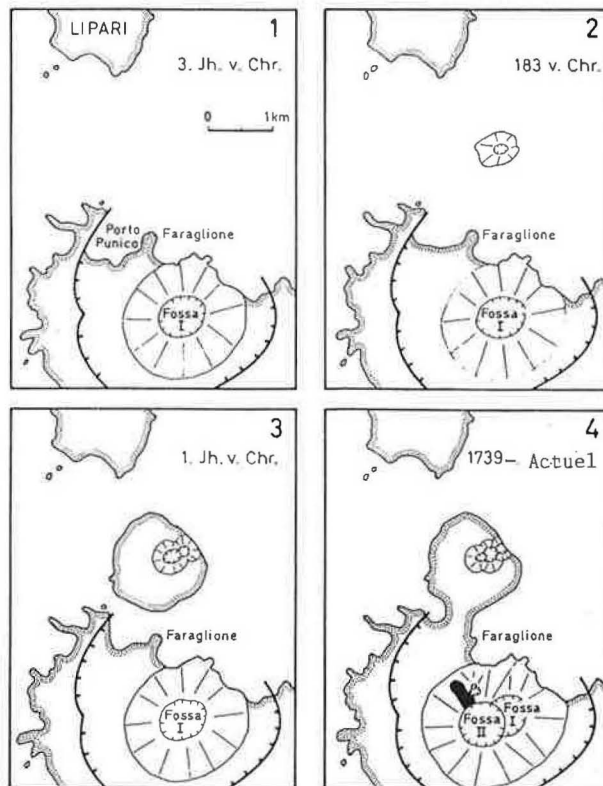


Fig.8. Différents stades de développement de Vucanello (Pichler, 1981)

Des éruptions vont s'y produire jusqu'au 16^{ème} siècle et une activité fumerollienne jusqu'en 1878. Vulcanello est constitué de différentes unités (Fig.9).

Vulcanello I et II sont de cônes pyroclatiques stromboliens, formés de lapillis soudés, de tufs, de cendres et scories, où s'intercalent quelques coulées. Ces deux cônes sont entourés par une plate-forme lavique, constitués de nombreuses coulées. Par contre, Vulcanello III s'est construit par dessus la plate-forme, avec des laves d'une composition différente.

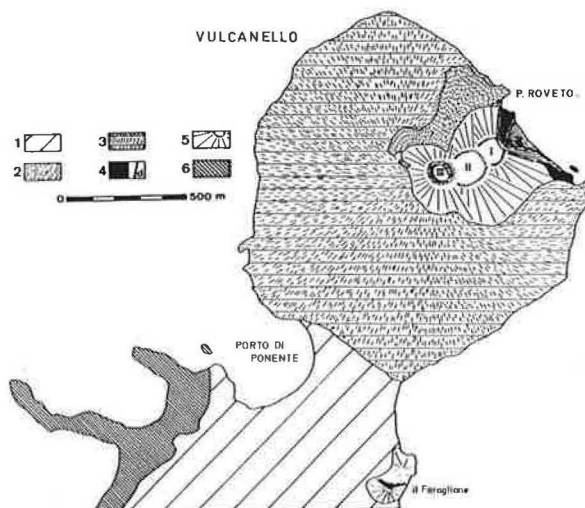


Fig.9. Carte géologique de Vulcanello (Keller, 1980).

1 alluvions; 2. coulée trachytique; 3 plateforme de lave basique; 4 produits cône strombolien Vulcanello I; 5 cônes volcaniques de Vulcanello I, II, III; 6 Lentia complexe.

Au sud de Vulcanello, il Faraglione (Fig. 9), petite colline rocheuse, est le témoin altéré et érodé d'une éruption latérale, liée à Vulcanello I ou II. C'est au 16^{ème} siècle que, probablement, Vulcanello s'est rattaché à Vulcano par un isthme sableux.

2.3. Activité actuelle de Vulcano

Depuis la fin de l'éruption de 1888, Vulcano connaît une activité de fumerolles d'intensités variables. Elles se concentrent sur une zone de fractures nord-sud, allant de Vulcanello à la Fossa. On distingue 3 zones actives: 1) les fumerolles de la Fossa, situées sur les pentes internes et externes du cône. Leurs températures varient entre 98° et 300° C. Les points de sorties sont tapissés de cristaux de soufre et de dépôts de chlorure d'ammonium et d'acide borique. 2) Les fumerolles de Baia Levante, qui sont sur la plage et sous-marines. 3) les sources thermales de la plaine di Vulcano.

La composition des gaz émis est largement dominée par la vapeur d'eau et ensuite par les composants suivants: CO₂, SO₂, H₂ et HCL (voir Annexe II). Elle varie de façon importante, ainsi d'ailleurs que la température. Carapezza et al., 1980 ont proposé le modèle suivant:

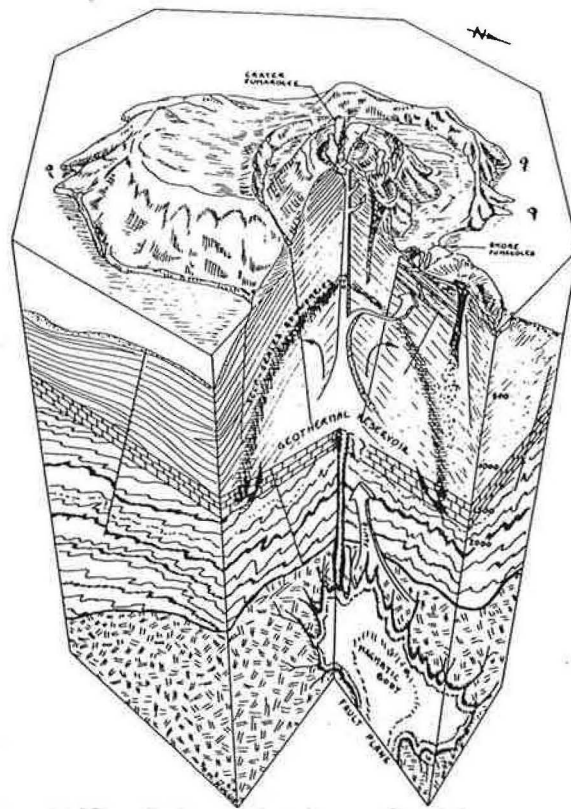


Fig.10. Bloc diagramme d'un modèle de système géothermique à Vulcano (Carapezza et al., 1981).

Un réservoir magmatique fournit énergie et fluides à un système géothermique sous pression. Les gaz des fumerolles de la plage sont de composition différente, car ils du traversé des niveaux aquifères superficiels.

2.4. Composition des laves de Vulcano

Une des caractéristiques de ces laves est leur richesse en potassium. Il existe une grande variété dans la composition chimique des laves de cet île (des basaltes aux rhyolites). Les roches les plus abondantes sont des trachybasaltes/trachyandésites de Vulcano ancien, pour la Fossa, les trachytes dominant, pour Lentia ce sont les roches acides (rhyolites) et pour Vulcanello, des basaltes alcalins.

3. SALINA

3.1. Situation géographique

Après Lipari, Salina est la seconde des îles de l'archipel par sa taille (presque 30 Km²). Deux hauts cônes volcaniques (Fossa del Felci, 962 m, point le plus haut de l'archipel et Monte dei Porri, 860 m, à l'ouest) dominent largement la topographie de cette île. Elle se situe à seulement 4 Km. au NW de Lipari. Elle est habitée depuis le Néolithique (plus 2000 ans avant J.C.).

3.2. Histoire géologique (Fig. 11)

Les roches les plus anciennes remontent à 500.000 ans. Six différents édifices volcaniques se joignent et se superposent pour former l'île: 5 strato-volcans (Capo, Rici, Corvo, Fossa del Felci et Monte dei Porri) et un grand cratère d'explosion (Pollara) Fig. 11.

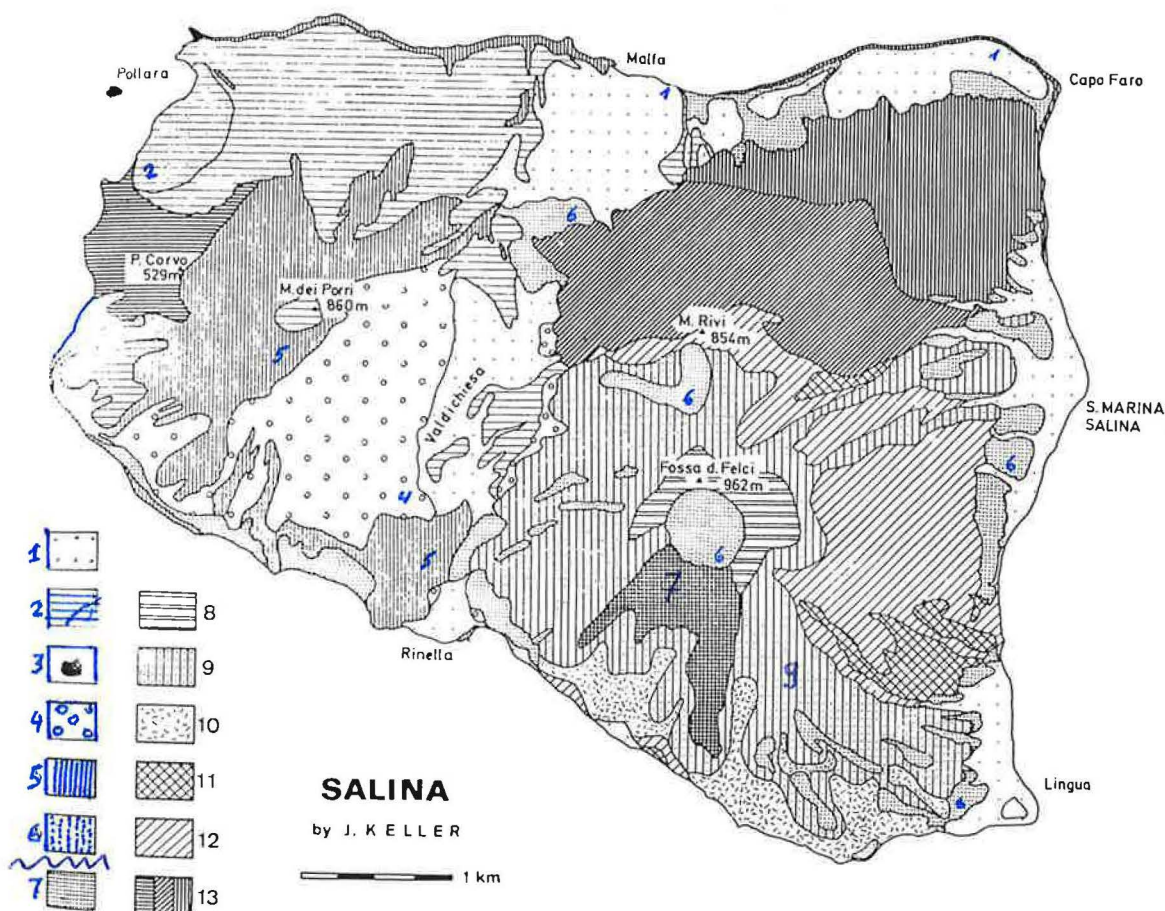


Fig.11. Carte géologique de Salina (Keller, 1974).

1 sédiments récents; 2 ponce du Pollara; 3 laves initiales du Pollara; 4 scories rouges et 5 coulées Mt dei Porri; 6 tuf gris du Porri (de la plus forte éruption des îles Eol-iennes); 7-12 Produits de la Fossa delle Felci; 13 produits anciens cônes (Corvo, Rivi, Capo). 1-6 âges moins de 50.000 (post-érosion), 7-13 produits anti-phase d'érosion.

Une longue période d'inactivité marquée par une forte érosion marine, dont il reste des plages fossiles surélevée, permet de séparer les différents produits volcaniques en deux phases: ceux émis avant la phase d'érosion (I) et ceux formés après (II).

(I) les centres volcaniques anciens

(Ia) les anciens cônes (Capo, Rivi, Corvo): les restes de ces anciens strato-volcans affleurent dans le tiers supérieur nord de l'île. Ce sont les parties internes, les racines de volcans devant avoir 800-900 m d'altitude. Ces anciens produits (réseau de dykes) témoignent des nombreuses éruptions qui avaient construit ces volcans, dont les masses principales ont maintenant disparue par érosion. Les laves de ces vieux cônes sont très uniformes. Ce sont des basaltes riches en aluminium, caractéristique des zones de subduction.

(Ib) Monte Fossa delle Felci (Fig 11 et 12): c'est un strato-volcan à pentes raides, dont le sommet est le plus haut de l'archipel. Il est plus jeune que les vieux cônes, donc moins affecté par l'érosion. La composition de ses produits est variée, allant des andésites à des dacites (voir annexe). Une première phase de formation a vu l'édification d'un cône de scories agglomérées, avec peu de coulées, résultant d'une activité de fontaines de lave. Les accumulations de scories peuvent montrer des variations de couleurs (noir et rouge) suivant leur degré d'oxydation, lié à leurs conditions de mise en place. Ensuite, il s'est produit une activité effusive, mais de lave évoluée (dacites), donnant des coulées épaisses, visibles sur le flanc sud. Une activité plus explosive a suivi, donnant des dépôts pyroclastiques (brèches ponceuses, tufs cahotiques et scories), montrant une variation de composition au cours de la même éruption. Une activité effusive termine la formation de la Fossa, avec des coulées d'andésites, débordant du cratère sommitale.

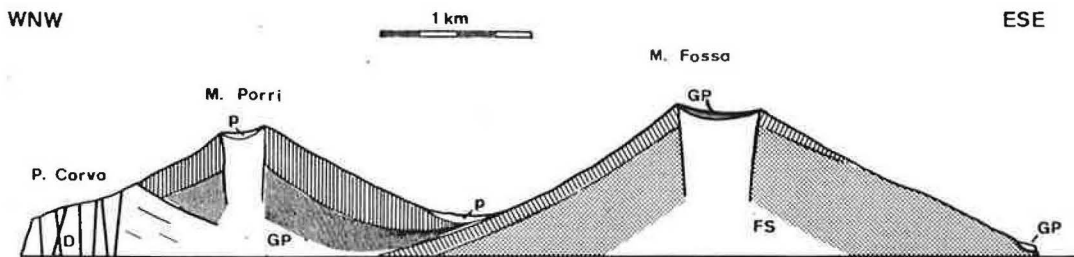


Fig.12. Profil WNW-ESE de Salina (Keller, 1980).

FS: cône initial de scories agglomérées de la Fossa delle Felci; FD: laves évoluées (dacite) de la Fossa; GP: tuf gris initiale du Mt Porri; P: pyroclastiques du Pollara.

(II) Centres volcaniques post-érosion

(IIa) Monte dei Porri (Fig. 11)

Après une longue phase d'inactivité, les éruptions ont recommencé, il y a environ 50.000 ans, à l'ouest de la Fossa delle Felci, pour former l'élégant cône Monte dei Porri. Il se produit alors l'éruption la plus violente des toutes les îles Eoliennes, dont on va retrouver des dépôts sur Lipari et même Panarea. Il s'agit surtout de brèches, de lapilli, de cendres qui forment une bonne partie du cône. Des études récentes (Lanzafame et al., 1987) ont montré que, probablement, l'intensité explosive était telle que des coulées pyroclastiques (déferlantes basales) ont franchi les 960 m de haut de la Fossa voisine, pour se déposer sur son flanc est. Des fragments du soubassement métamorphique de l'île sont abondants dans ces produits explosifs, témoins encore une fois de la violence de l'éruption. Par la suite, une activité moins forte a produit d'importantes quantités de scories, qui ont recouvert une bonne partie de ses flancs. Une phase effusive a terminé l'édification de ce volcan, avec des coulées andésitiques.

(IIb) Cratère du Pollara

Le coin NE de l'île est occupé par un vaste cratère d'explosion semi-circulaire, au sein duquel se trouve le village de Pollara. Les dimensions sont de 700 à 800 m de diamètre au niveau de la mer et de 1500 m au sommet. Ce centre a d'abord connu une activité effusive dont il ne reste pas grand chose, datée à 32000 ans. Puis une activité explosive a succédé qui a produit des tufs (30 - 40 m d'épaisseur), dont les parties

fines ont été dispersées sur toute la partie centrale de Salina. L'activité explosive principale a ensuite émis d'importantes quantités de ponce de dacite (200 à 250 m d'épaisseur). Il est probable que l'intensité explosive a largement été augmentée par le contact avec l'eau qui a envahi le cratère. Des bois carbonisés ont fourni un âge de 13000 ans pour cette ultime éruption de Salina.

3.3. Les laves de Salina

Les basaltes sont le type dominant de roches, mais il existe toute une famille de lave formée à partir des ces basaltes. Les laves de cette île sont les plus typiques de celles émises dans un contexte de zone de subduction.

4. LIPARI

4.1 Situation géographique

Parmi les 7 îles de l'archipel éolien, Lipari, avec ses 38 Km² est la plus grande. Elle culmine à 600 m, mais s'élève depuis des fonds sous-marins de 2000 m de profond. Son soubassement sous-marin est d'ailleurs commun avec ceux de Vulcano et Salina. C'est l'île la plus peuplée. Selon les spécialistes, des traces de cultures préhistoriques remontent à environ 4200 ans av. J.C. Durant le Néolithique (âge de la Pierre Polie, allant de 7000 à 2000 av. J.C.), Lipari était une des rares sources d'obsidienne (verre volcanique utilisé pour la fabrication d'outils et autres objets) de toute la Méditerranée et du Moyen-Orient.

Avec Vulcano et Stromboli, Lipari est une des trois îles de l'archipel à avoir connu une activité durant la période historique: la dernière éruption daterait de 700 av. J.C., avec la formation, dans le coin NE de l'île du Mt Pilato.

4.2. Histoire géologique (Pichler, 1980 et Gillot, 1986)

Les auteurs distinguent 4 grandes périodes d'activité:

(I) Première période (150.000 - 100.000 BP) Fig.13.

Elle est caractérisée par des coulées et des tufs andésitiques et du matériel volcanique sous-marin, provenant d'une douzaine de centres volcaniques différents. Ces produits sont fortement érodés et recouverts en grande partie par des matériaux plus récents, mais affleurent encore sur la partie ouest de l'île.

(II) Deuxième période (100.000 - 40.000 BP)

Après une période inactive, marquée par des surfaces d'érosion et d'anciens sols, l'activité reprend avec la formation du strato-volcan Mt St Angelo (594 m), dans la partie centrale de l'île, avec des laves différentes de la période I, caractérisées par l'abondance de fragments et minéraux arrachés au substratum métamorphique. L'activité débute par des éruptions fortement explosives (coulées pyroclastiques etc.). Puis, une phase plus effusive succède, qui se termine par une activité où alternent coulées et explosions pour finalement s'achever par une phase d'effondrement.

Un autre centre éruptif, essentiellement effusif, s'est développé durant le début de cette seconde période à l'extrémité nord de Lipari (Mt Chirica-Costa d'Agosto).

(III) Troisième période (40000 - 13000 BP)

Elle est caractérisée par la formation, dans la partie sud de Lipari, de plusieurs dômes rhyolitiques (fig.14), succédant à une phase explosive initiale. Les produits émis sont comparables à ceux de Lentia au NW de Vulcano.

H. PICHLER

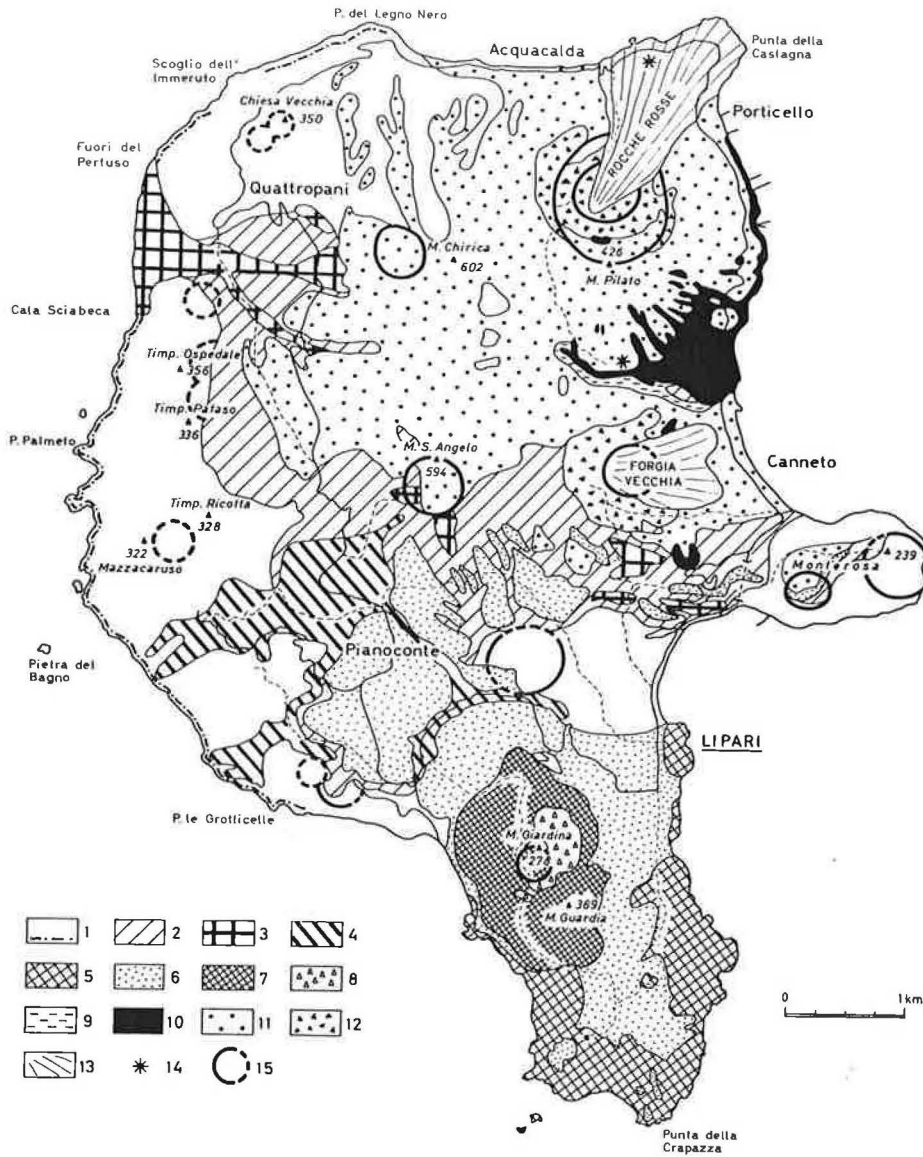


Fig.13. Carte géologique de Lipari (Pichler, 1980)

1 produits volcaniques de la 1^{er} période; 2-3 laves de la deuxième période; 4 lave seconde période, riche en enclaves; 5 laves initiales de la troisième période; 6 ponces de la troisième période; 7 dômes endogènes 3^{ème} période; 8 coulée pyroclastique du Mt Guardia (III); 9-13 produits quatrième période; 14 cône secondaire 4^{ème} période; 15 bords de cratères visibles ou estimés des quatre période.

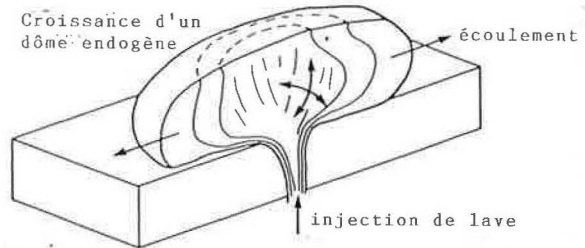
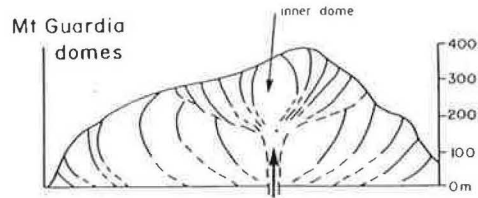
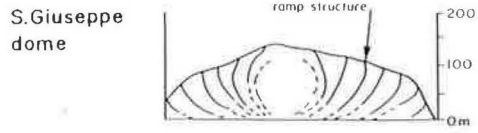
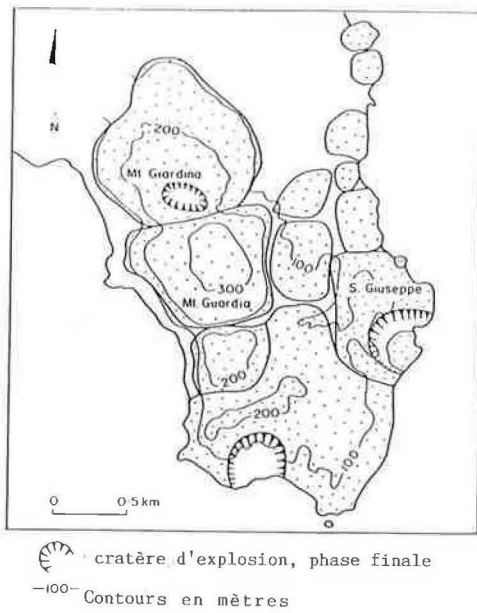


Fig.14. Extrémité sud de Lipari, volcanisme période III, formation de dômes endogènes (Cas et Wright, 1987).

(IV) Quatrième période (10000 - 700 Ap. J.C.)

Elle se marque par l'abondance de coulées d'obsidienne et des dépôts ponceux de tailles considérables, concentrés dans le secteur NE de Lipari (Fig.15).

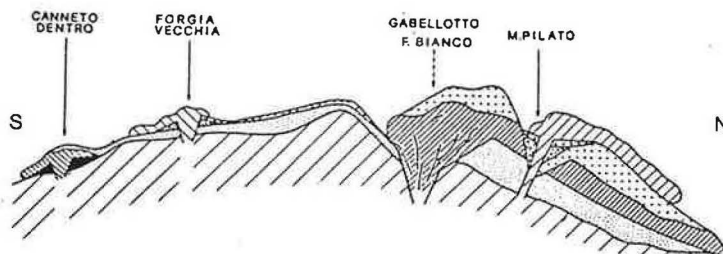
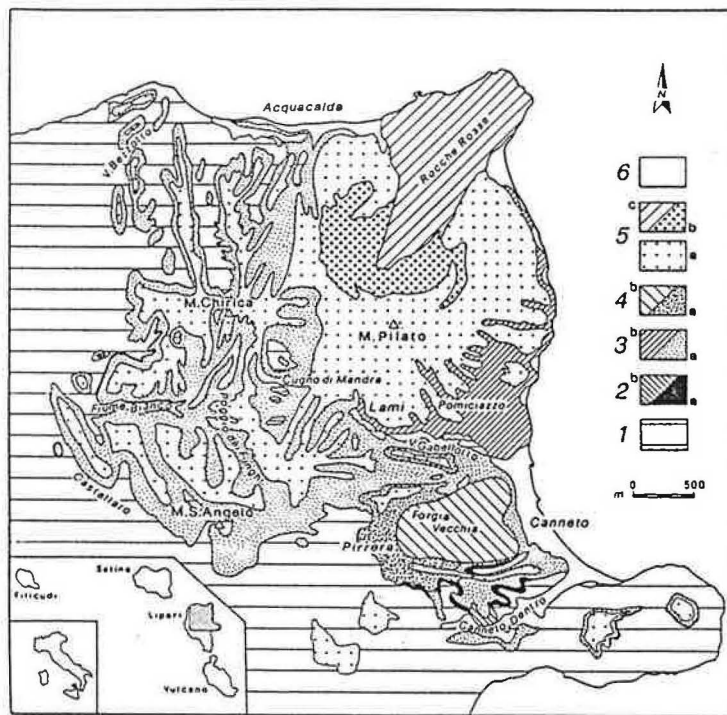


Fig.15. Carte géologique schématique et coupe du secteur NE de Lipari Gilliot, 1986
 1 produits des périodes I,II et III non différenciés; 2 volcan de Canneto Dentro (a) tephra, (b) coulée; volcan de Gabelotto-Fiume Blanco: 4 volcan Forgia Vecchia; 5 volcan Mt Pilato-Rocche Rosse; 6 sédiments actuels [fig. page précédente]

La première activité de cette période voit la formation d'un cône de brèche avec une première coulée d'obsidienne (Canneto Dentro). Peu après ou simultanément se produit une série d'explosions, dont les dépôts vont couvrir la moitié de l'île (dépôt de déferlantes et coulée pyroclastique). Cette activité se termine également par l'émission d'obsidienne (Gabelotto-Fiume Blanco). Cette coulée est vraisemblablement la source de la plupart des outils néolithiques. Après une période de calme de 5000 à 10000 ans, les éruptions reprennent avec une activité explosive un peu plus au sud (Pirrerà, Fig.), dont les dernières phases coïncident avec la naissance plus au nord du cône de ponce du Mt Pilato. Les cendres de ce volcan vont aller jusqu'à Vulcano. Sa dernière activité est l'épanchement d'une coulée d'obsidienne, qui détruit d'ailleurs la partie nord du cône. C'est la fameuse coulée de Rocche Rosse (Fig.16). Cette dernière phase d'activité de Lipari a dû se produire au 6^{ème} siècle.

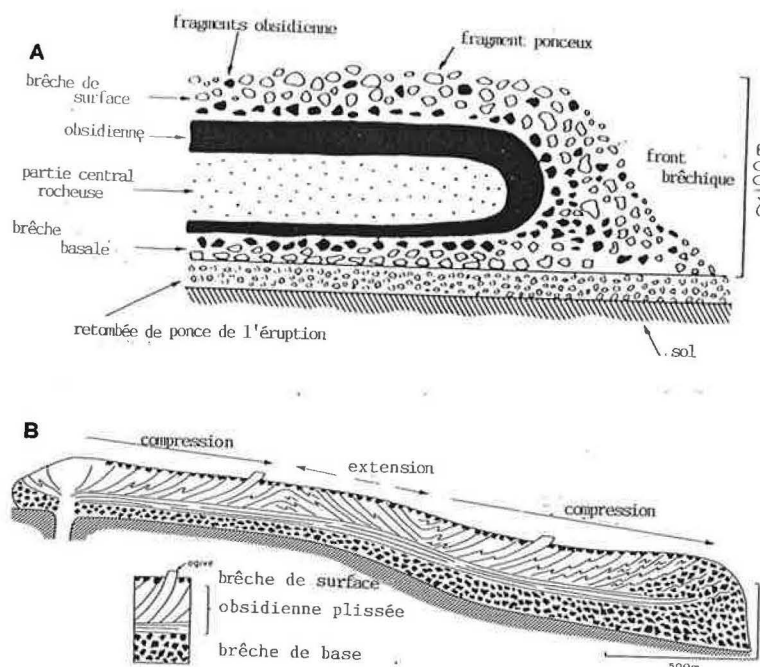


Fig.16. Schéma coulée d'obsidienne (Cas et Wright, 1987)
 A) Zonation typique d'une coulée rhyolitique.
 B) Coupe longitudinale de la coulée Rocche Rosse, NE de Lipari.

4.3. Les Laves de Lipari

Les produits les plus abondants sont des basaltes andésitiques et des andésites riches en potassium. De façon générale, les laves de Lipari s'inscrivent entre les séries typiques de zone de subduction de Salina et les séries volcaniques très riches en potassium de Vulcano.

5. PANAREA

5.1. Situation géographique

Panarea est la plus petite des îles de l'archipel (3,3 Km²) et n'atteint que 421 m d'altitude. Mais la présence de petits îlots et l'étude des fonds sous-marins suggèrent que dans le passé géologique cette île devait être plus étendue Fig.17.

CARTE BATHYMETRIQUE

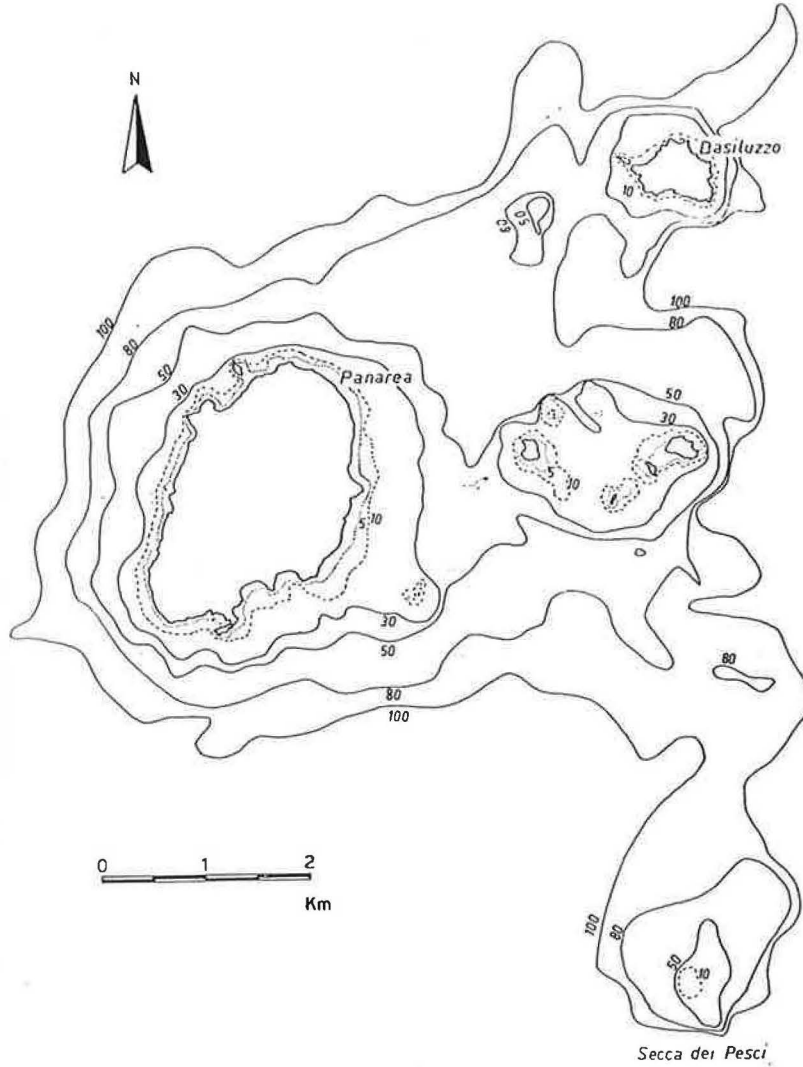


Fig.17. Carte bathymétrique schématique région de Panarée (Romano, 1973)

5.2. Histoire géologique

Cette île est le reste d'un strato-volcan de taille moyenne, sur les pentes duquel on retrouve les traces de volcans adventifs, sous forme de dômes ou d'aiguilles volcaniques Fig.18.

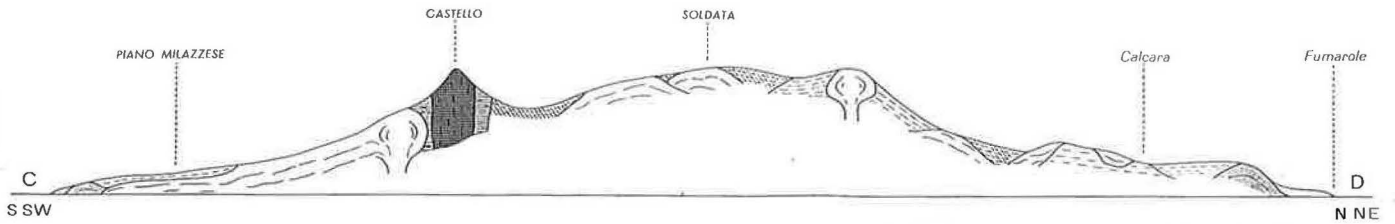


Fig.18. Profil NNE-SSW de l'île de Panarèa.

La présence de nombreuses terrasses marines fossiles, marquant d'anciens niveaux de la mer, témoigne de l'âge très élevé de Panarea.

L'îlot de Basiluzzo, au NE de Panarea, est le reste d'un dôme rhyolitique exogène (c'est-à-dire construit par la superposition coulées très visqueuses, à l'opposé des dômes endogènes, croissant par des apports internes). Cette activité daterait de seulement 10.000 BP (Gillot, 1986).

6. STROMBOLI

6.1. Situation géographique

Stromboli est la plus septentrionale des îles Eoliennes. Elle est à environ 60 Km. des côtes ouest de la Calabre. Sa surface est de 12 Km² et sa morphologie de cône parfait culmine à 924 m (Vancori) Fig.19. Mais Stromboli s'élève depuis des fonds dépassant 2000 m Fig.20. C'est un des volcans les plus actifs de la planète. Son activité de base consiste en des explosions moyennes à faibles, projetant de façon rythmique, des lambeaux de laves, des lapillis et des cendres avec ou, le plus souvent, sans coulée. Ceci définit ce qui est appelé l'*activité strombolienne* que l'on retrouve sur de nombreux volcans basaltiques du monde. A ce style éruptif s'ajoute des éruptions beaucoup plus violentes ou avec des émissions de lave plus importantes (voir annexe).

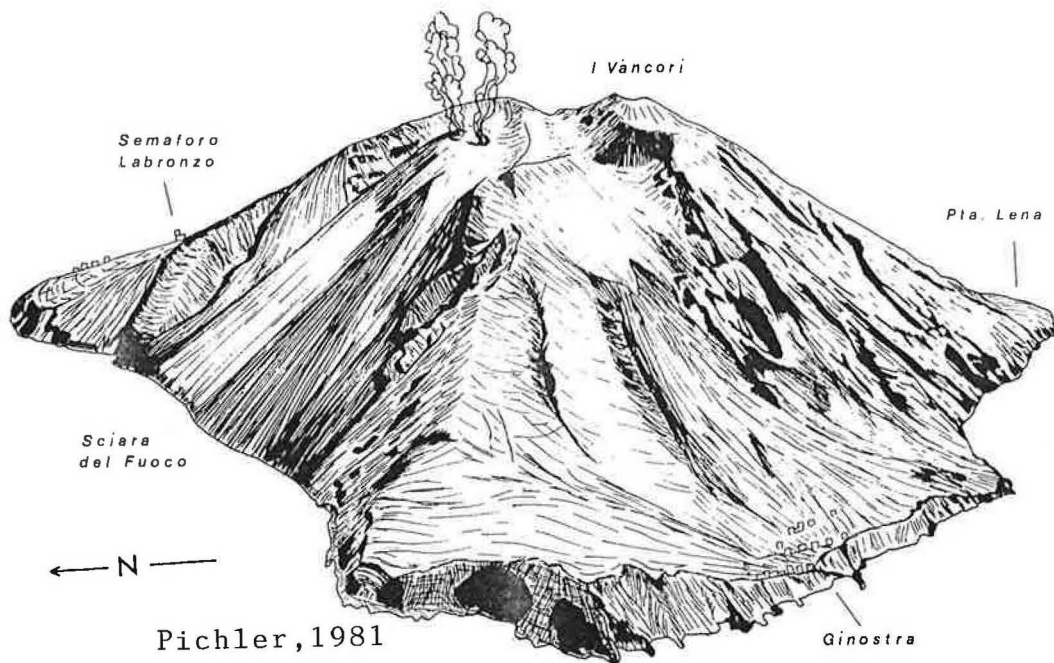


Fig.19. Dessin Stromboli (Pichler, 1981)

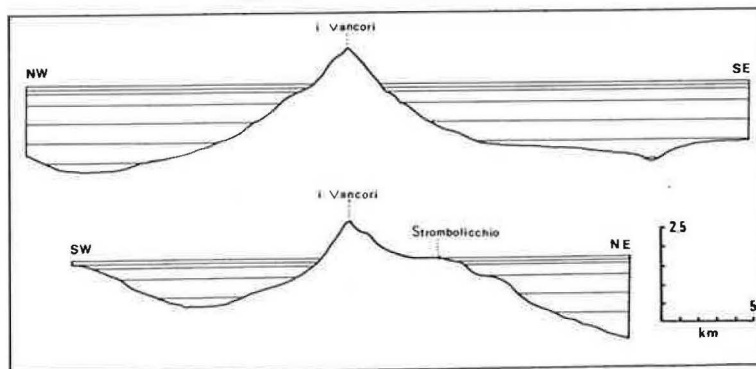


Fig.20. Profils morphologiques de Stromboli et des fonds sous-marins proches (Rosi, 1980)

6.2. Histoire géologique (Rosi, 1980 et Francalanci et al., 1989)

Des travaux récents montrent qu'il s'est produit au moins 7 différentes phases d'activités dans la construction de l'île. A ces phases correspondent l'apparition ou le retour de séries (familles) de laves Fig.21.

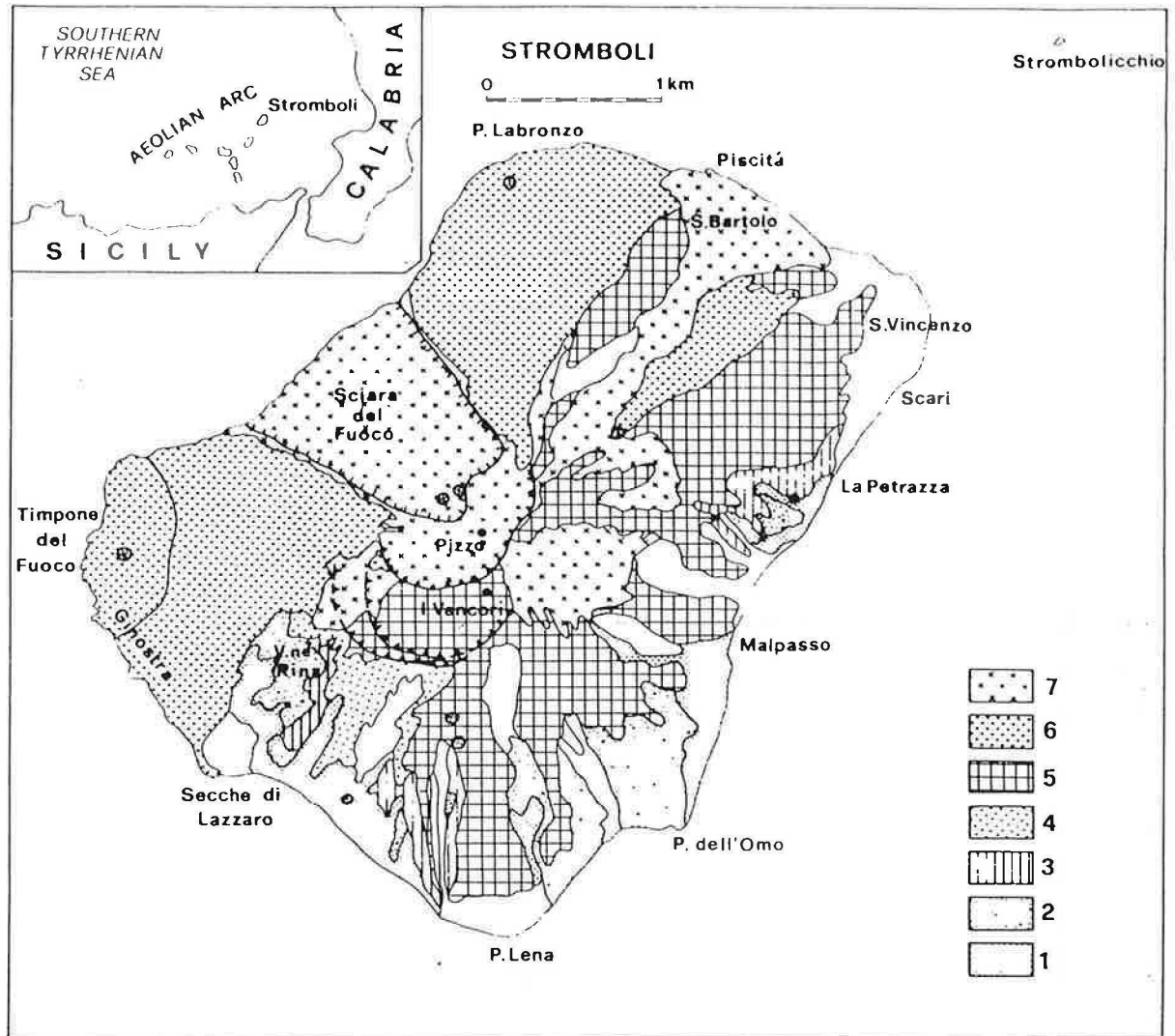


Fig.21. Carte géologique de Stromboli (Francalanci et al., 1989).

Les numéros (1-7) correspondent aux produits des sept phases différentes de construction de Stromboli.

Les cinq premières phases se regroupent dans ce qui s'appelle le cycle ancien (Paléo-Stromboli), qui voit la construction d'un strato-volcan, dont l'édification du Vancori sera la partie finale. Ce cycle ancien représente les deux tiers des produits de l'île actuelle (Fig.21). Ce sont essentiellement des coulées, dont l'âge le plus ancien connu est 60.000 ans. Cette activité se prolongera jusqu'à environ 13.000 ans. Durant cette période, les cinq phases, correspondantes à des laves différentes, proviendraient d'un volcan, qui a vu l'installation progressive d'un réservoir de magma superficiel, au sein même de l'édifice volcanique, et dans lequel se produit la genèse des différentes laves, par des processus classiques d'évolution magmatique. Au début et surtout à la fin de la cinquième phase se produisent des épisodes importants d'effondrements (partie sommitale et flanc ouest), qui vont perturber le fonctionnement interne du volcan. Il émet alors, entre 13.000 et 5.000 ans des laves fort différentes (sixième phase), qui

n'ont pas séjourné dans le réservoir superficiel, qui doit avoir d'ailleurs disparu. C'est le début du cycle jeune (Néo-Stromboli), qui va émettre des laves et des pyroclastiques, formant le tiers W de l'île.

Ce Néo-Stromboli va connaître lui aussi une phase d'effondrement importante vers 5.000 ans. C'est un vaste glissement d'une grande partie de son flanc ouest, appelé la Sciara del Fuoco, qui est un des traits morphologiques majeurs du Stromboli actuel. C'est sur forte pente que toutes les coulées historiques se sont épanchées. Cet effondrement va, lui aussi, modifier le fonctionnement interne du volcan (septième phase). Il émet des laves plus primaires, moins évoluées, provenant de source plus profonde, laves que le volcan avait d'ailleurs déjà produites mais au tout début de son histoire. C'est cette activité qui se poursuit aujourd'hui encore.

A cette activité centrale s'ajoute des éruptions latérales, dont par exemple le Strombolichio, îlot rocheux de 49 m de haut au NE, est un témoin. Il est très ancien et se rattache à la seconde phase d'activité du Paléo-Stromboli. C'est le reste de la cheminée volcanique, remplie de lave (neck) d'un vaste cône éruptif latéral presque complètement détruit par l'érosion marine.

6.3. Les laves de Stromboli

Basaltes et trachybasaltes (voir annexe I) dominant au Stromboli, mais c'est l'île qui montre un des plus grands domaines de variété dans les teneurs en certains éléments (par exemple le potassium) de toutes les îles Eoliennes. Ce fait illustre la complexité pétrographique de ce volcan. Il est remarquable que depuis 13.000 ce volcan n'émet que des laves basiques peu évoluées.

6.4. L'activité historique

(voir annexe III résumant l'ensemble de l'activité historique).

7. ETNA

[Les pages suivantes sur l'Etna sont extraite du livret guide de la SVG de 1988]

7.1 Considérations géographiques et morphologiques

L'Etna se situe sur la côte orientale de la Sicile, à mi-distance entre Messine et Syracuse. C'est le plus grand volcan actif d'Europe avec des dimensions de 50 km. du Nord au Sud et 40 km. d'Est en Ouest. Il couvre une surface d'environ 1250 km² (plus de 4 fois la superficie du canton de Genève) et s'élève à plus de 3300 mètres. Cependant, l'épaisseur réelle des matériaux strictement volcaniques ne doit guère dépasser 2000 m, car l'Etna s'est construit sur un substratum sédimentaire en soulèvement, dont on trouve des affleurements jusqu'à vers 1000 m d'altitude. Ses flancs sont parsemés de très nombreux cônes adventifs, témoins d'éruptions latérales historiques ou préhistoriques. La pente moyenne est inférieure à 20°, la partie sommitale raide ne formant qu'une petite fraction de son profil.

La répartition de la population dans le domaine étnéen est très irrégulière. La densité peut dépasser 800 habitants au km² dans les parties basses des flancs Est, Sud et Sud-Est, alors qu'elle est inférieure à 100 habitants/km² sur le versant Ouest. Catane, qui est à environ 30 km. au SE du sommet, est une ville de plus de 400.000 personnes et un centre économique majeur de la Sicile.

7.2. Causes du volcanisme de l'Etna

En Sicile, c'est précisément l'affrontement entre les plaques africaine et euroasiatique qui a régi l'histoire géologique et en particulier le volcanisme qui affecte sa bordure Est, des Mt Iblei à l'Etna. Ces mouvements complexes de rapprochements (induisant des compressions) ou d'éloignements (distensions) ont eu pour conséquence le morcellement en plusieurs blocs de la zone de contact entre ces deux immenses continents. Le bloc allant de Malte à la Sicile en est un exemple. Ces blocs sont affectés de mouvements variables (rotations, enfoncements, etc.) les un par rapport aux autres. Ils sont de nature géologique très différente: continentaux avec une épaisseur d'environ 40 km., ou "océaniques", avec une épaisseur moindre, d'environ 6 km.

L'Etna s'est précisément édifié sur la bordure d'un de ces blocs continentaux (appelé "Malto-Sicilien"), à la limite avec le bassin ionien, bloc de type océanique, dont les fonds dépassent 3000 m. Cette zone de transition entre deux blocs, affectés de mouvements différents, est une zone de faiblesse de l'écorce terrestre. C'est aussi le lieu d'intersection de grands systèmes de failles profondes, orientées principalement NNE-SSW, NE-SW et E-W, qui se marque par le volcanisme et par des tremblements de terre, souvent destructeurs (ex. Messine, 1908). Cette tectonique complexe, qui voit la bordure d'un bloc continental étiré, cassé en différents éléments limités par des failles, explique l'histoire géologique compliquée de l'Etna et le déplacement de plusieurs de ses centres éruptifs anciens. Cette situation explique également l'activité persistante de l'Etna (fig.22).

Ce modèle possible du volcanisme étnéen n'implique pas une relation directe avec celui des îles éoliennes, caractéristiques pour certains auteurs d'une zone de subduction (c'est-à-dire de l'enfoncement d'une plaque sous une autre). La proximité de deux systèmes volcaniques aussi différents illustre la complexité du contact entre les plaques africaine et euroasiatique.

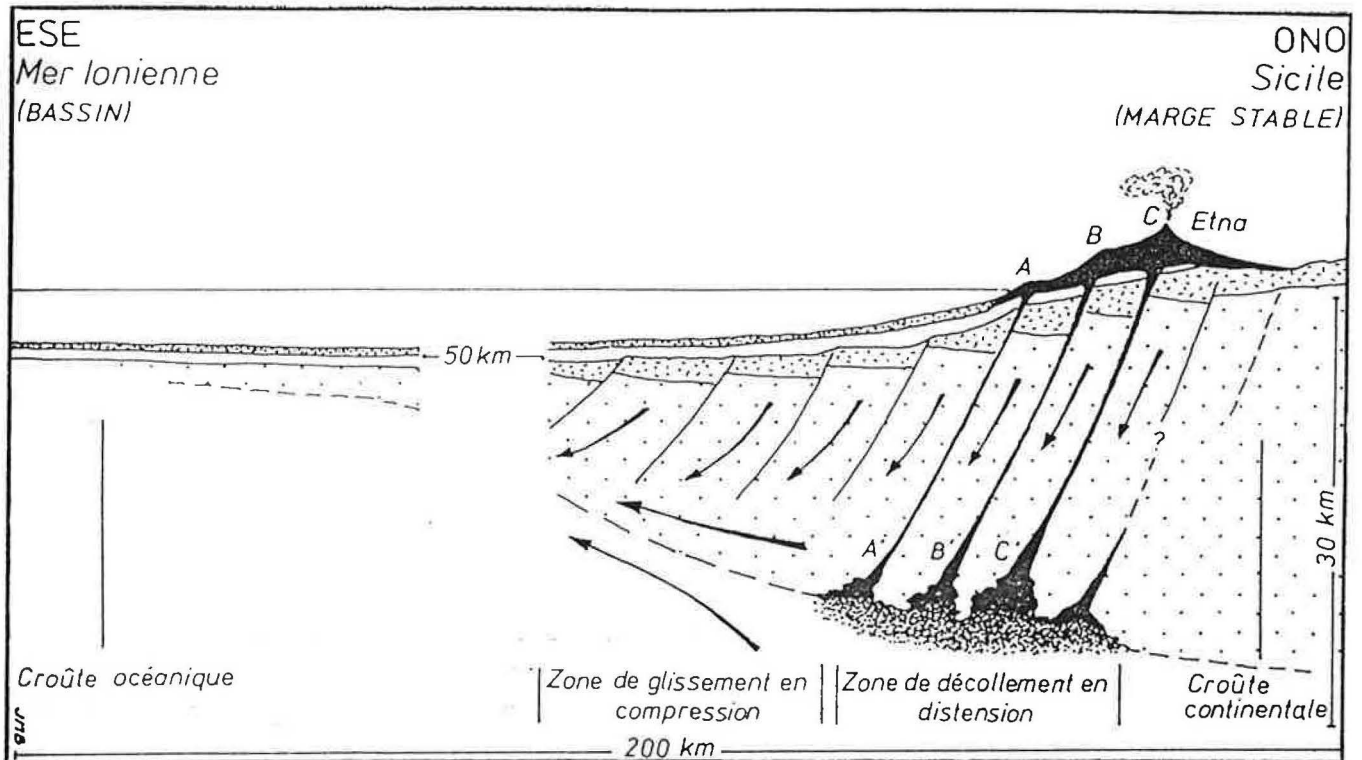


Fig.22.- Type de contact possible entre la Sicile et le bassin de la mer ionienne et situation de l'Etna. A, B, C: systèmes d'alimentation magmatique successifs de l'Etna (l'ordre alphabétique ne correspondant pas nécessairement à l'ordre chronologique) (d'après G.Kieffer, 1985).

7.3. Histoire géologique de l'Etna

Une des caractéristiques de l'Etna est sa relative jeunesse: l'âge des premières éruptions est controversé et varie entre 300.000 et 600.000 ans. Même dans ce dernier cas, c'est un âge jeune, en comparaison avec d'autres phénomènes géologiques comme la formation des montagnes qui implique des millions d'années.

Il est nécessaire, avant d'aborder plus en détail la formation de l'Etna, de souligner que tous les chercheurs ne sont pas d'accord sur les différentes phases de la construction de l'Etna. Une des causes tient au fait que les affleurements de produits anciens sont très peu abondants et dispersés, car recouverts par des roches volcaniques plus jeunes. D'autre part, il faut bien réaliser que durant ces centaines de milliers d'années se sont succédés, à l'emplacement de l'Etna actuel, plusieurs volcans (ou centres éruptifs), dont les produits et les genres d'activités pouvaient être assez différents de ceux de l'Etna moderne.

L'Etna a connu trois grands stades d'édification (chronologie d'après G.Kieffer, 1985; il suppose que l'Etna a environ 300.000 ans):

A) Premières éruptions de l'Etna (300.000 ou plus à 150.000 ans)

B) L'Etna Ancien (150.000 à environ 80.000 ans)

C) Les volcans centraux (80.000 à l'actuel)

A) Premières éruptions de l'Etna (env. 300.000 - 150.000 ans):

Les produits (laves cordées, laves sous-marines) de ce stade se retrouvent à la périphérie SW et SE du massif. Ils témoignent d'une activité (strombolo-effusive) comparable à celle de l'Etna actuel, avec en plus des éruptions sous-marines. Durant cette période, le volcanisme n'était pas très intense, avec des phases éruptives distinctes, provenant de plusieurs complexes éruptifs voisins, se situant non loin de la zone central de l'Etna moderne. Ce premier stade a peu contribué au volume total de l'Etna.

B) L'Etna Ancien (150.000 - env. 80.000 ans):

A partir de 150.000 ans a commencé l'édification d'un grand strato-volcan complexe, dont l'extension va atteindre à peu près les deux tiers de la surface actuelle de l'Etna. De même que pour le stade précédent, les produits témoignant de cette période sont rares et dispersés. Ils se trouvent essentiellement sur la partie basse du flanc Est et sont composés de coulées, de tufs et de lahars (coulées de débris, de boue). Cette période se divise en deux phases.

Première phase: durant les premiers 50.000 ans, c'est l'édification d'un grand volcan bouclier, avec une activité strombolo-effusive (projections de lambeaux de lave et coulées), dont le sommet est occupé par une ou des calderas (cratères de grandes dimensions). De plus, la présence de vastes replats sur les flancs NE et SW, se marquant par une nette discontinuité dans le profil de l'Etna actuel, est interprétée comme le témoignage d'une vaste structure de glissement du versant oriental.

Deuxième phase: durant les 20.000 ans restants, l'abondance de brèches (roches formées de l'accumulation de débris grossiers de lave: surtout blocs et bombes), tufs (idem mais avec des débris plus fins: lapilli et cendres) et lahars fait supposer que l'activité était devenue plus explosive, construisant un second volcan à pentes plus raides, se superposant au premier. Des phases de destructions partielles des flancs ont dû se produire, comparables à ce qui est arrivé au St Helens en 1980.

C) Les volcans centraux (80.000 - actuel)

Leurs dépôts forment les parties élevées de l'Etna. Ils affleurent essentiellement sur les hautes parois de la Valle del Bove, vaste dépression sur le flanc Est. Le nombre exact des ces volcans est controversé. Les premiers édifices pourraient encore appartenir à la phase finale de l'Etna ancien. Chacun d'eux (se nommant par exemple Calanna, Trifoglietto I, Vavalaci, Mongibello, etc.) ont eu leur style éruptif propre suivant la composition chimique de leur lave. En effet, une lave basique (contenant relativement peu de SiO_2 , environ 50 %) provoque des éruptions calmes de type effusif (coulée de lave) à strombolien (projections de lambeaux de lave). Une lave moins basique, c'est-à-dire plus acide, aura tendance à générer des éruptions plus explosives. Il faut encore remarquer que lorsque le magma entre en contact avec de l'eau, il y a exacerbation de l'activité explosive. On parle alors d'éruption phréatomagmatique. Ce type d'activité s'est produit souvent tout au long de l'histoire de l'Etna. La composition chimique des laves a pu varier de façon importante d'un centre à l'autre ou même, durant la formation d'un volcan. Ainsi, certains de ces centres éruptifs ont eu des activités beaucoup plus explosives que les éruptions historiques connues.

Durant cette période, les axes éruptifs principaux se sont déplacés d'une manière générale vers l'Ouest. Ce déplacement et l'existence même de ces différents volcans s'expliquent probablement toujours par l'interaction entre le bloc continental sicilien, soulevé et étiré, et le domaine ionien, affecté d'un mouvement différent. Cette interac-

tion engendrerait un morcellement en panneaux, bordés par des failles, du substratum de l'Etna. La cassure et le mouvement de ces immenses panneaux d'écorce permettent la montée du magma en différents lieux (voir fig.22). Le magma peut être également stocké superficiellement. Il subit alors des changements de composition, par cristallisation et processus chimiques (il devient plus acide), et, lorsqu'il fait éruption, provoque un volcanisme explosif.

Le dernier formé de ces centres éruptifs s'appelle le Mongibello et son activité se poursuit de nos jours. Elle a commencé il y a environ 40.000 ans, à 1 km. au Nord-Nord-Est du cratère central actuel. Cet énorme volcan représente à lui seul un tiers du volume total de l'Etna.

Il a connu, comme d'autres volcans centraux, plusieurs phases explosives cataclysmales, donnant lieu à des nuées ardentes (cf SVG Inf. n°2 1987), suivies ou non d'effondrements, formant des calderas (exemple: vers 14.000 ans la formation de la caldera du Cratère Elliptique).

7.4. Composition des laves de l'Etna

De façon très générale, la majorité des laves de l'Etna sont des basaltes (laves basiques contenant entre 47 et 52 % de SiO_2), dit alcalins, car riches en oxydes de potassium (K_2O) et de sodium (Na_2O). Les laves émises durant les premières éruptions de l'Etna étaient en majorité de composition un peu moins alcalines. Elles devaient correspondre à des conditions de genèse différentes.

Sans entrer dans la complexité de modèle pétrographique, des études sur la composition des roches de l'Etna ont permis de proposer un modèle possible de la genèse de ces laves (Tanguy, 1980). Les contraintes subies par la croûte continentale sicilienne au contact du bloc ionien, ont engendré des anomalies thermiques dans les couches profondes sous-jacentes, permettant la fusion partielle et la montée de matière venant du manteau (région située entre 40 et 5000 km. de profondeur et constituée de matières basiques), provoquant le soulèvement général de la zone de l'Etna. Ce matériel d'origine profonde (environ 150 km.), en cours de fusion, en s'accumulant à la base de l'écorce continentale, va donner naissance à un réservoir magmatique profond de l'Etna (vers 30 km. sous la surface). Il fournit en magma le réseau de cassures qui le surmonte. Ce réservoir continue sans doute d'être alimenté par des montées de magma profond.

7.5. L'activité de l'Etna

Nous vous renvoyons aux articles consacrés spécifiquement à ce sujet (SVG Informations, No 4 et 5, 1987). Les grandes catégories d'éruptions à l'Etna sont résumées sur la figure 23.

Il faut souligner qu'en plus de l'activité sommitale, l'Etna a fréquemment des éruptions latérales sur ses flancs, même à basse altitude. Chacune de ces éruptions latérales correspond à l'arrivée en surface d'un filon (dyke) de lave, qui s'est injecté, sous la poussée du magma, à travers l'édifice volcanique. Cette injection peut se produire à des profondeurs variables depuis la zone principale d'alimentation du volcan, dont l'expression en surface est constituée par les différents cratères sommitaux.

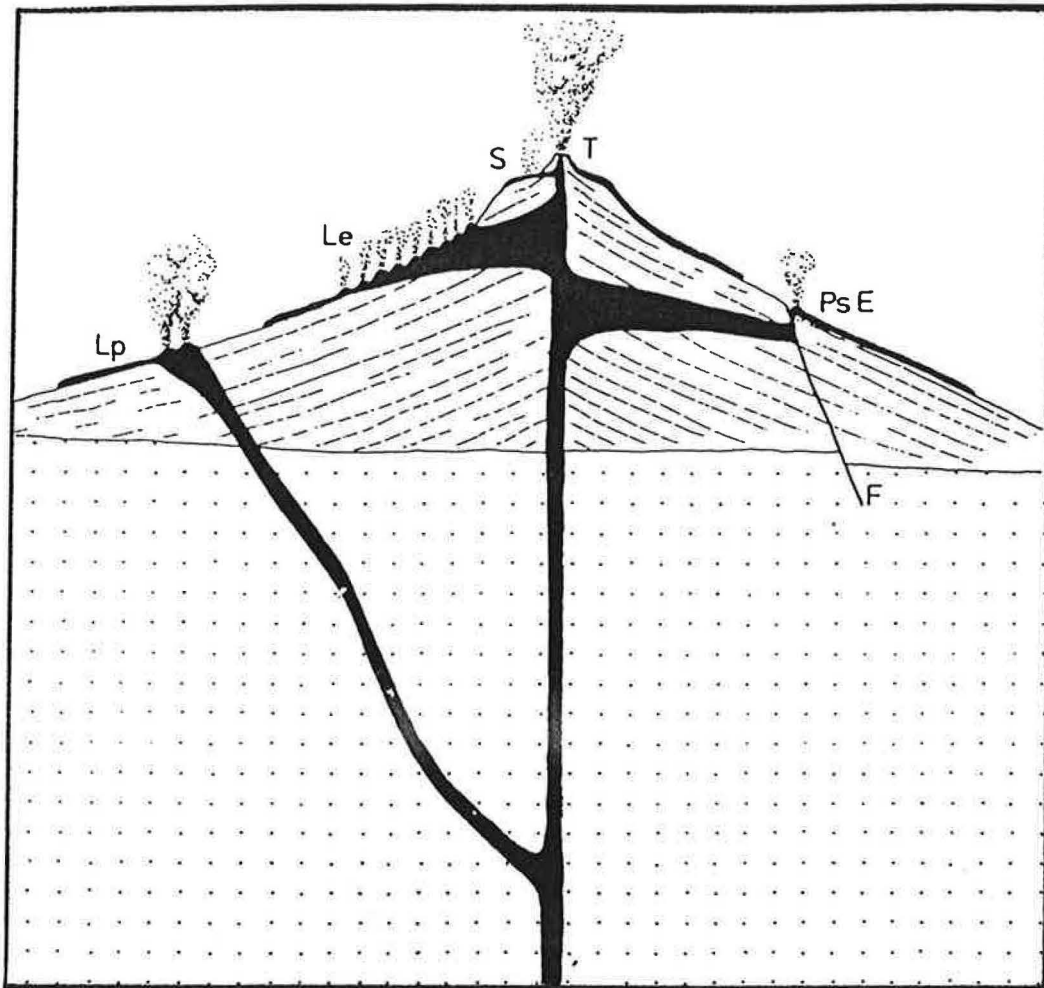


Fig.23 - Les types d'éruptions de l'Etna. T: éruption terminale. S: subterminale. Le: latérale d'origine élevée. Lp: latérale d'origine profonde. PsE: pseudo-excentrique. (G.Kieffer, 1985).

7.6. Présentation de la Vallée del Bove

Situation et dimensions

La Valle del Bove constitue le trait morphologique principal de l'Etna. Il s'agit d'une vaste dépression située sur le versant oriental du volcan, entre 2800 m et 1200 m d'altitude. Elle est longue de 6 km d'Ouest en Est et large de 4 à 5 km du Nord au Sud. Ses parois possèdent une déclivité de 30° à 40° et ont des hauteurs variables; elles atteignent près de 1000 m du côté Ouest.

Formation de la Valle del Bove

Il existe plusieurs hypothèses sur la formation de la Valle del Bove. Aucune n'a jusqu'à présent apporté de solution entièrement satisfaisante.

Une des hypothèses, la plus récente, fait surtout intervenir des phénomènes explosifs (G.Kieffer, 1985) qui auraient commencés il y a environ 50.000 ans et qui se seraient terminés il y a quelques milliers d'années. Ces violentes éruptions se seraient produites d'Est en Ouest, en détruisant les anciens centres éruptifs et en agrandissant petit à petit la dépression. Certains produits remaniés situés en contrebas de la Valle del Bove seraient liés à ces éruptions.

La Valle del Bove et l'histoire de l'Etna

La Valle del Bove est le meilleur endroit sur l'Etna pour y découvrir son activité passée. Ses parois offrent une magnifique coupe à travers la structure du volcan et nous révèlent les roches des différents centres éruptifs qui se sont succédés durant son histoire. Ces centres éruptifs appartiennent au dernier des trois grands stades d'édification dit des "volcans centraux", datant de -80.000 ans à l'actuel.

Selon G.Kieffer (1985), six centres éruptifs se sont succédés durant cette période, sans que l'activité connaisse beaucoup de répit.

Le **Calanna** (vers 80.000 ans) et le **Trifoglietto I** (vers 75.000 ans), dont on retrouve les témoins respectivement dans la partie Sud-Est et Nord-Est de la Valle del Bove, sont de petits centres qui ont eu des éruptions calmes, d'effusives à stromboliennes.

Le **Trifoglietto II** (vers 60.000 ans) fut le plus important des anciens centres éruptifs. Il était situé dans la partie Sud-Ouest de la Valle del Bove. Ses laves étaient plus acides que celles du Calanna et du Trifoglietto I, et ont provoqué des éruptions très explosives.

Par la suite, la superposition de nombreuses coulées de laves plus basiques construisit le petit volcan du **Vavalaci**. Il fut suivi par celui du **Cuvigghiuni** qui eu de fréquentes éruptions phréatomagmatiques. Elles construisirent un cône de matériel

pyroclastique (débris de roche éjectés par les volcans: cendres, bombes, etc).

Il y a 40.000 ans commença la formation du **Mongibello**. Ses dynamismes éruptifs furent très variés. C'est durant cette période que se sont produites les éruptions les plus violentes de toute l'histoire de l'Etna. La plus remarquable fut celle datée à 14.000 ans qui créa la caldera du Cratère Elliptique. Elle se combla avec les produits des éruptions qui suivirent, mais ses bords sont encore bien marqués sur les profils du volcan (cf fig. 25). Elle engendra un impressionnant panache éruptif de plusieurs kilomètres de hauteur qui s'effondra sur lui-même et créa des coulées pyroclastiques. Les coulées pyroclastiques sont un mélange de débris de roches et de gaz à hautes températures qui peuvent se déplacer à plus de 100 km/h en suivant les vallées. On retrouve les dépôts de ces coulées près de Biancavilla, sur le flanc SW du volcan, à environ 15 km de leur point d'émission! Une telle éruption n'est heureusement plus à craindre actuellement. Elle causerait des dégâts énormes et provoquerait sans doute de très nombreuses victimes.

Les manifestations très explosives du Mongibello se poursuivirent jusqu'à l'époque romaine. En 122 avant J.C., une puissante éruption phréatomagmatique a ouvert le Cratère del Piano dans lequel s'est construit le système cratérique terminal actuel.

Lors de la descente dans la Valle del Bove par le "canalone della Montagnola", nous pourrons surtout observer les produits des 4 derniers volcans centraux de l'Etna. Il s'agit de brèches, de tufs et de coulées. Cet empilement de différents types de roches volcaniques nous donnera un bel exemple de ce que l'on appelle "stratovolcan".

Nous aurons également tout loisir d'observer des dykes. Il s'agit de filons de lave qui correspondent à des anciennes voies d'alimentation d'éruptions latérales s'étant produites à l'époque des volcans centraux. Ces dykes sont souvent plus massifs que les couches hétérogènes dans lesquelles ils se sont introduits. Si par la suite ils sont dégagés, par exemple par l'érosion, ils restent alors en relief, formant des sortes de murailles souvent spectaculaires. Leur étude détaillée a permis d'en distinguer plusieurs familles, ayant appartenu aux différents centres éruptifs. Les dykes d'une même famille convergent en général vers un point qui correspond à la situation d'un ancien conduit magmatique principal.

Cette excursion nous donnera aussi l'occasion de voir la Montagnola (éruption de 1763), les Mts Centenari (éruption de 1852-53) et les coulées de diverses éruptions historiques.

7.7 VISITE DE LA REGION SOMMITALE

Introduction

Nous partirons du flanc Nord, Pineta di Linguaglossa, et remonterons jusqu'au sommet du cône central. La descente s'effectuera par le flanc Sud. Durant cette visite nous verrons essentiellement des morphologies et des produits du Mongibello Moderne (débutant il y a env. 2000 ans) et des éruptions historiques.

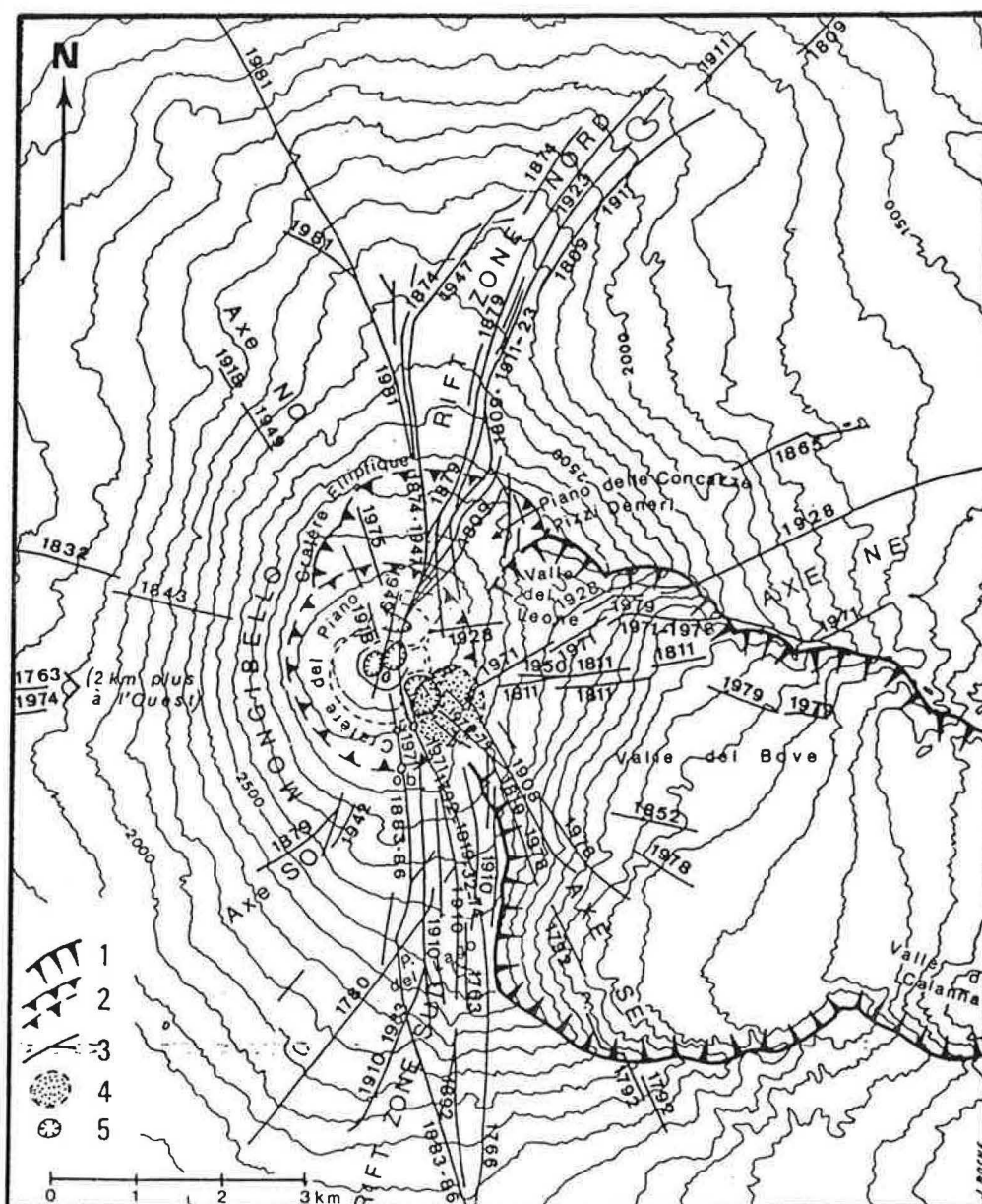


Fig. 24 - Carte de répartition des fissures ouvertes lors des principales éruptions latérales de l'Etna des deux derniers siècles (depuis 1763). 1: rebords de la Valle del Bove, Valle del Leone et Valle di Calanna - 2: rebords visibles ou masqués du cratère Elliptique et du cratère del Piano

-3: fissures éruptives et âges de leur ouverture ou réouverture - 4: Zone de convergence de la plupart de ces fissures et emplacement possible d'un futur cratère central - 5: cratère sommital - ob: observatoire détruit en 1971 - v: Volcarolo (G.Kieffer, 1985).

Nous traverserons et remonterons d'abord la "rift zone Nord", qui correspond à une zone de concentration de fissures éruptives subparallèles, témoins des nombreuses éruptions latérales. Cette zone est orientée vers le N-NE. Elle a sa prolongation sur le flanc Sud, en direction du S-SW (fig. 8). L'existence et l'orientation de ces zones de concentrations des éruptions latérales reflètent certainement le tracé d'une zone de faiblesse, de cassures profondes du substratum du massif volcanique, qui régissent l'activité du Mongibello Moderne.

La région sommitale

Les parties hautes de l'Etna ont vu des changements topographiques considérables, même durant la brève période historique (env. 2000 ans). Si l'on considère par exemple un profil E-W (fig. 9), il y a une nette rupture de pente vers 3000 m d'altitude, bien visible depuis le flanc Ouest. Elle marque l'ancienne bordure de la caldera Elliptique (datant de 14.000 ans) et le rebord du cratère del Piano, immense dépression, qui a réouvert une grande partie de la caldera Elliptique, remplie par l'activité postérieure. Le cratère del Piano daterait d'environ 2000 ans (-122 av. J.C.). C'est dans ce vaste cratère que s'est édifié le cône central sommital actuel de l'Etna (fig. 10). En 1911 une bouche d'effondrement s'est ouverte sur le flanc NE de ce cône central. Depuis cette date, par une activité quasi constante, un second cône (couronné par un cratère, le cratère NE) s'est construit autour de cette bouche latérale. Il a dépassé, à la fin des années septante, l'altitude du cône central (voir annexe I, éruptions de 1977-78).

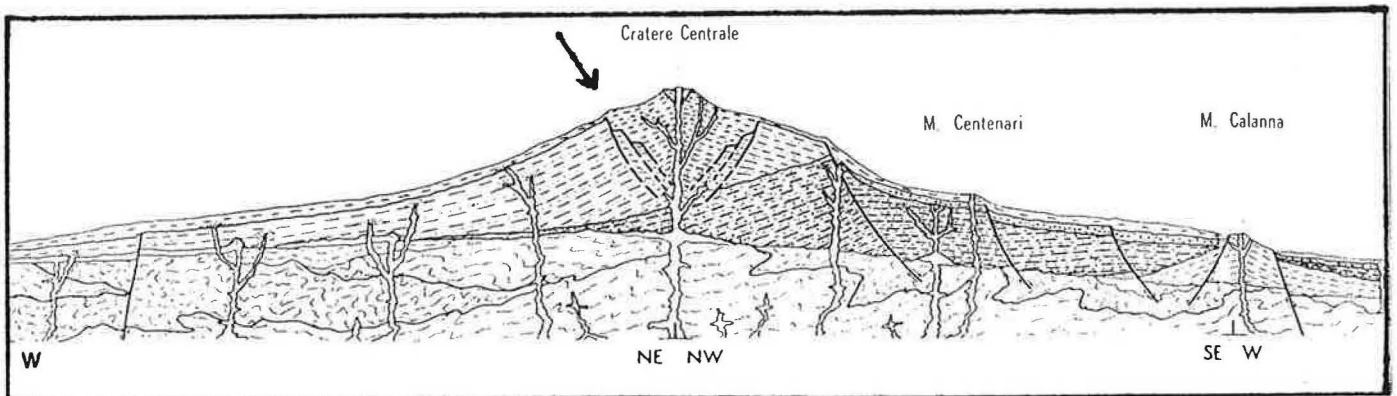


Fig. 25 - Profil Est-Ouest de l'Etna montrant la rupture de pente à 3000 m d'altitude (flèche) correspondant au cratère Elliptique. Echelle 1/100.000 (tiré de la Carta Geol. del Monte Etna, 1979).

C'est donc au sommet et sur les flancs supérieurs de ce cône central que se trouvent les quatre cratères actifs de l'Etna (fig. 11). La topographie sommitale se modifie de façon constante d'année en année, soit par accumulations de nouveaux produits (laves et matériel projetés), soit par effondrements des bords des cratères ou même par l'ouverture de nouveaux cratères (voir SVG Informations No 5, 1986, No 4, 1987). Ces quatre cratères actifs, de façon souvent indépendante et avec des profondeurs très variables, sont l'expression en surface des voies d'alimentation magmatiques principales. Il sont le siège de l'activité persistante et souvent le point de départ des éruptions latérales.

La Voragine est née en 1945 sur le replat intacratérique qui couronnait le cône central à cette époque. Ses dimensions ont progressivement augmenté au fur et à mesure des éruptions et des phases d'effondrements, jusqu'à atteindre plus de 300 mètres. Il y a vingt ans, en juin 1968, s'ouvrait brusquement, à l'Ouest de la Voragine, une petite bouche d'une dizaine de

mètres, la Bocca Nuova. Elle va atteindre, par effondrements successifs, des dimensions comparables à celles de la Voragine. Le dernier formé de ces cratères sommitaux, le cratère SE, s'est ouvert à la base SE du cône central, durant l'éruption de 1971. L'activité y a repris en 1978 et se poursuit jusqu'à présent, entrecoupée par des phases de calme. Un rempart de lave et de projections autour de cette nouvelle bouche s'est déjà édifié. Il est possible que ce cratère connaisse une évolution semblable au cône du cratère NE.

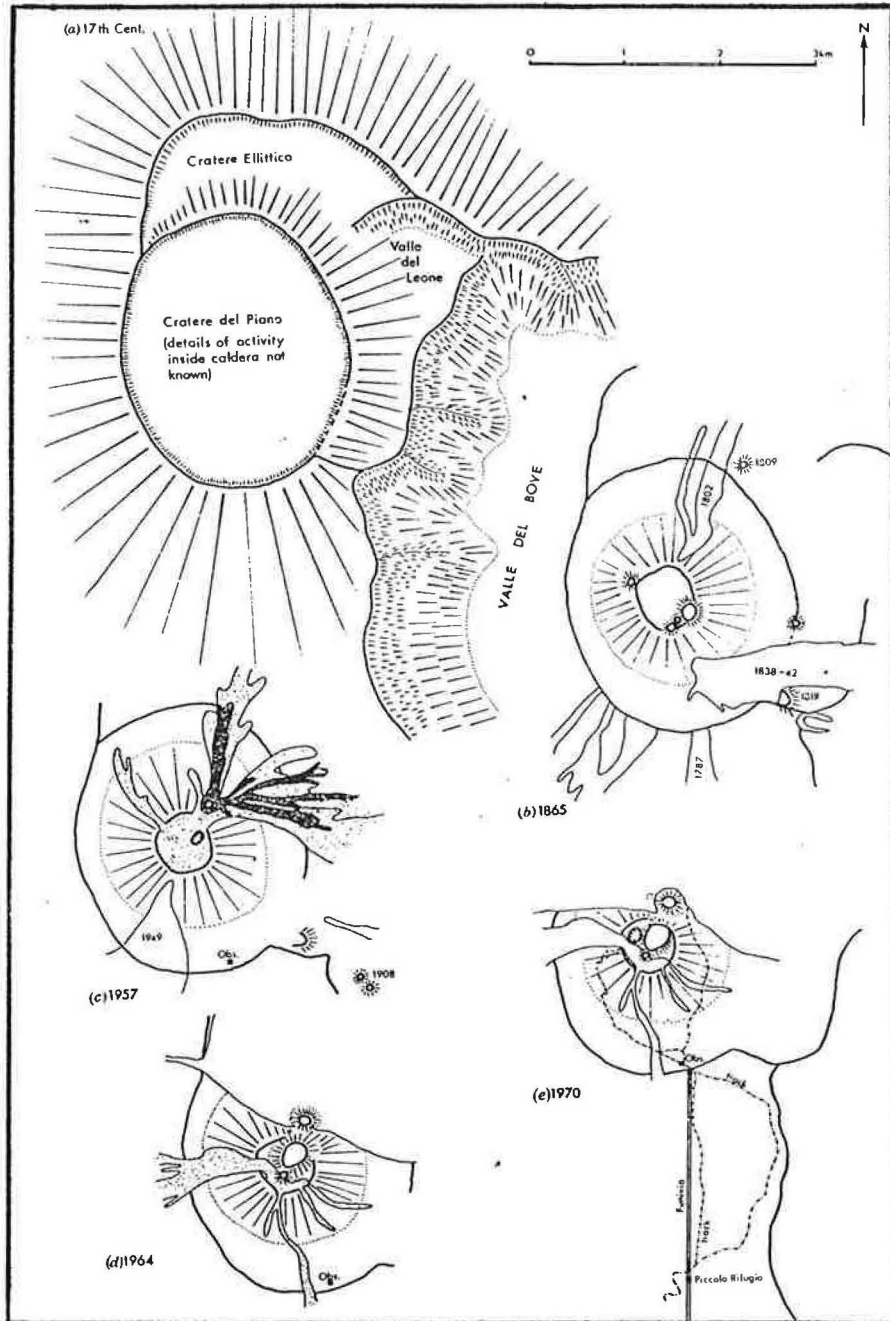


Fig. 26 - Cartes montrant le développement de la région sommitale. a) 17^{ème} siècle: à cette époque le cône central ne s'est pas encore surimposé au cratère del Piano. b) 1865: le cône central a presque atteint ses dimensions actuelles. c) 1957: le cône central était rempli par un lac de lave solidifié et le cratère NE a émis des coulées. d) 1964: on y voit le cratère de 1964 et les laves de cette éruption. e) 1970: on distingue la Bocca Nuova à l'Ouest du cratère central; durant la première phase de l'éruption de 1971, l'observatoire (obs) a été détruit. (J.E.Guest, 1973).

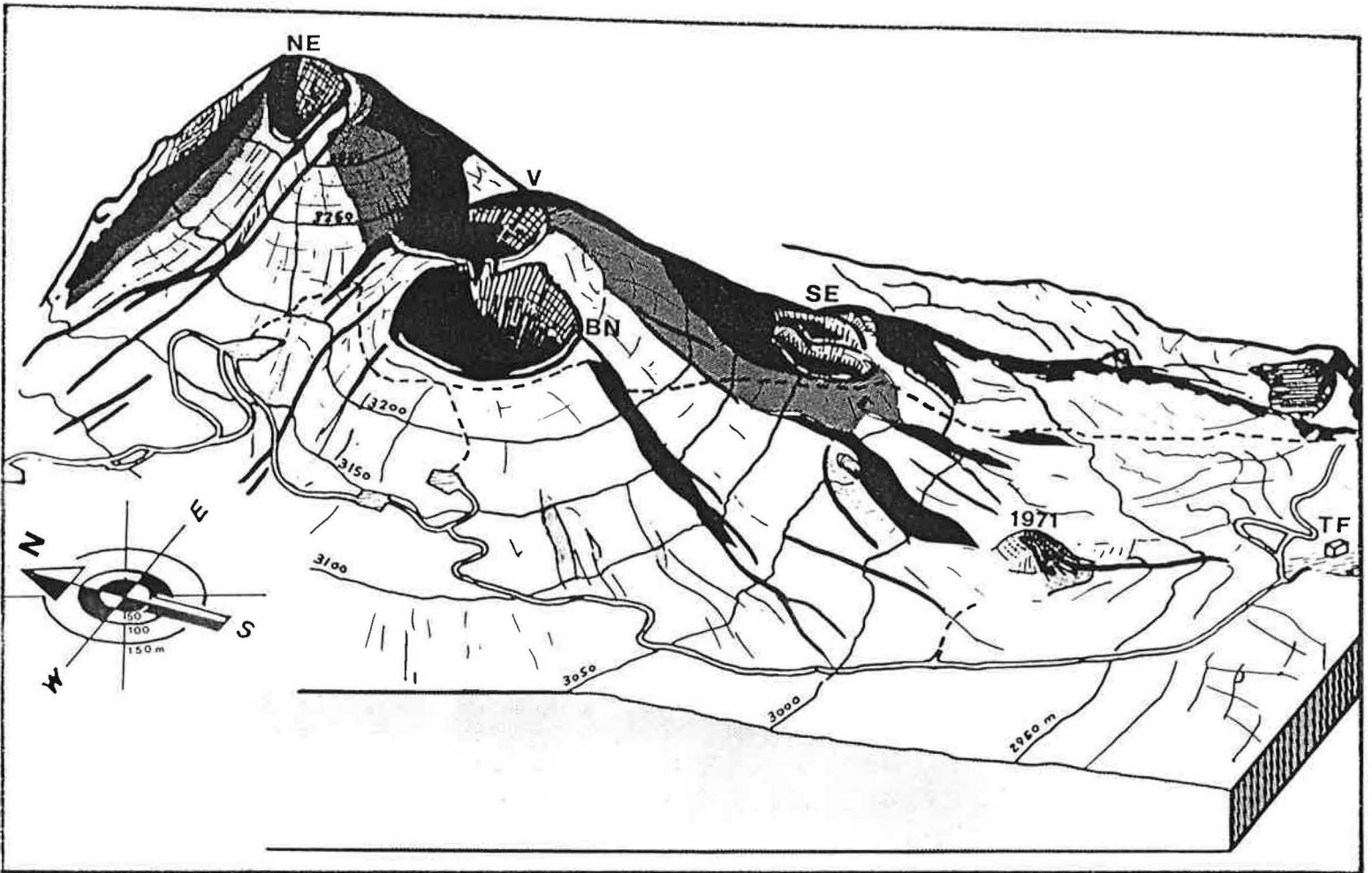
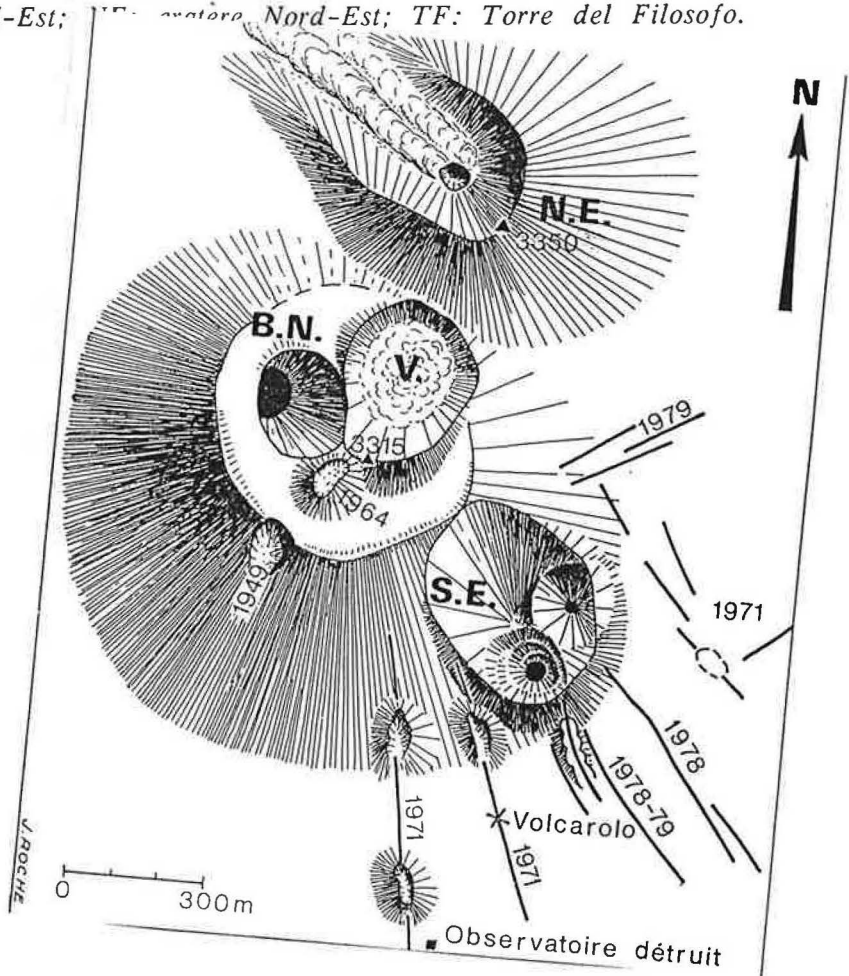


Fig. 27 - Le système cratérique sommital de l'Etna. V: Voragine; BN: Bocca Nuova; SE: cratère Sud-Est; NE: cratère Nord-Est; TF: Torre del Filosofo. (Dessin de J.Matthey).



B I B L I O G R A P H I E

- Capaldi G, et al., 1978. Stromboli and its 1975 eruption. *Bulletin Volcanologique* 41-3, p. 259-285.
- Carapezza M. et al., 1981. Genesis and evolution of the fumaroles of Vulcano (Aeolian Islands, Italy): a geochemical model. *Bulletin Volcanologique* 44-3, 547-563.
- Cas R.A.F. & Wright J.V., 1987. *Volcanics successions*. Ed. Allen & Unwin, London, 487 p.
- Forgione G. et al., 1989. Mt Etna (Sicily): volcanic hazard assessment. In "Volcanic hazards: Assessment and Monitoring. Ed. J.H.Latter IAVCEI Proceeding in Volcanology 1, p. 137-150.
- Francalanci L. et al., 1989. Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bulletin of Volcanology* 51-5, p.355-378.
- Frazzetta G. et al., 1983. Evolution of the Fossa cone, Vulcano. *J. Volcan. and Geotherm. Res.* 17, p.329-360.
- Gillot P.Y. et al., 1986. Lipari & Pantelleria. *Livret Guide excur. Section Vulcano. SGF*, p 1-17.
- Guest J.E., 1973. The summit of Mount Etna prior to the 1971 eruptions. *Phil. trans. R. Soc. London A*, 274, p. 63-78.
- Keller J., 1974. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian Sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 46, p.29-47.
- , 1980. The island of Vulcano. In "The Aeolian islands: an active volcanic arc in the Mediterranean sea" Ed. Villari, *Rendi. Soc. Ita. Miner. Petrol.* 36(1), p. 369-414.
- , 1980. The island of Salina. In "The Aeolian islands: an active volcanic arc in the Mediterranean sea" Ed. Villari, *Rendi. Soc. Ita. Miner. Petrol.* 36(1), p. 489-524.
- , 1982. Mediterranean island arcs. In "Andesites" Ed. R.S.Thorpe, p.311-325.
- Kieffer G., 1985. Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile). *An.Sci. Clermont-Ed II*, 497 p.
- Lanzafame G. et al., 1987. Evidence of surges overtopping a large topographic barrier: Salina island, Aeolian archipelago, Italy. *J. Volcan. and Geotherm. Res.* 32, p.355-361.
- Pichler H., 1980. The island of Lipari. In "The Aeolian islands: an active volcanic arc in the Mediterranean sea" Ed. Villari, *Rendi. Soc. Ita. Miner. Petrol.* 36(1), p. 415-440.
- , 1981. Italienische Vulkan-Gebiete III. Lipari, Vulcano, Stromboli, Tyrrhenisches Meer. Ed Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart Bd 69 Sammlung Geologischer Führer, 270 p.

Romano R., 1973. Le Isole di Panarea e Basiluzzo. Riv. Mineraria Sicil, No 139-141, p. 49-86.

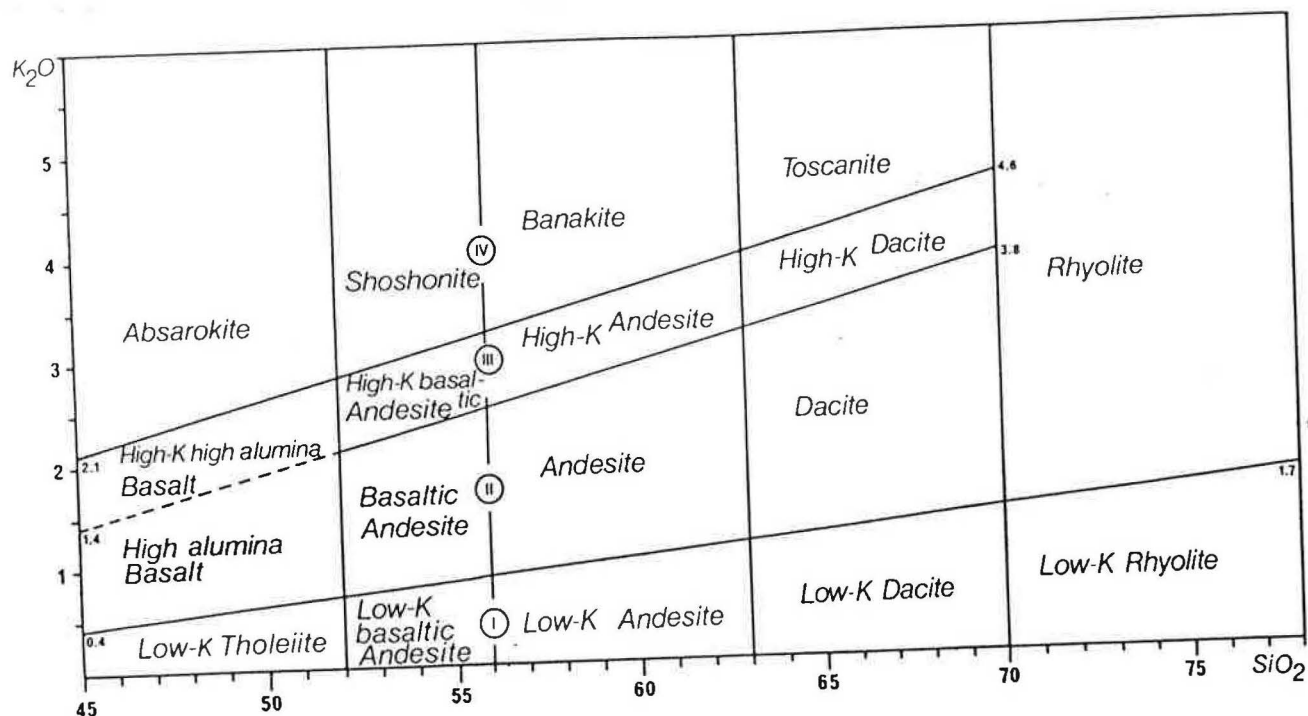
Rosi M., 1980. The island of Stromboli. In "The Aeolian Islands: an active volcanic arc in the Mediterranean sea" Ed. Villari, Rend. Soc. Ita. Miner. Petrol. 36(1), p. 345-368.

Tanguy J.C., 1980. L'Etna. Etude pétrologique et paléomagnétique, implications volcanologiques. Thèse Uni. Pierre et Marie Curie (Paris 6), 618 p.

ANNEXE I CLASSIFICATION DES ROCHES VOLCANIQUES

La classification moderne des laves se fait surtout à partir des analyses chimiques globales de la roche, par dosages des différents composants, exprimés en pourcentage d'oxydes (oxydes de silicium, potassium, aluminium etc.). Cette approche a l'avantage de bien pouvoir comparer les laves, même si la phase vitreuse, non cristallisée est importante. Ce qui n'est pas le cas d'une approche minéralogique, d'étude des composants minéralisés, sous microscope.

Une exemple possible de classification des laves vous est donné ci-dessous. Les chiffres romains correspondent à des familles de roches de compositions différentes mais de genèses semblables (I série tholéiitique; II série calco-alcaline; III série calco-alcaline riche en potassium; IV série shoshonitique).



ANNEXE II COMPOSITION DES GAZ EMIS A VULCANO

Le tableau ci-dessous vous donne un aperçu de la composition des gaz émis à Vulcano à la Fossa et au bord de la mer, entre 1923 et 1979. La composition est exprimée en % volumique sauf pour H₂, CH₄ et CO en ppm.

Analysis N.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
T fumarol. °C	480	237	104	100	170	138	210	186	185	281	280	250	98	220	220	98	303	98
H ₂ O	96.5			99.5				93		81.9	80.23	80.60		78				77.8
Dry gases	3.5			0.5				7		18.1	19.77	19.40		22				22.2
CO ₂	55.2	59.6	62.4	94.3	86.0	92.3	88.9	84	93.48	93.9	93.77	93.81	95.71	91.8	95.3	95.74	90.1	95.2
SO ₂	21.2	18.9	18.2	--	6.3	3.0	4.5	--	5.50	5.2 ^a	4.58	4.36	--	4.59	3.18	0.13	3.5	--
H ₂ S	20.0	17.3	17.0	4.2	5.5	2.2	3.9	0.6	0.01	--	0.15	0.17	3.21	2.75	--	3.12	2.1	3.3
HCl	1.7	1.5	--	--	0.2	0.2	0.6											3.5
N ₂	1.9	2.7	2.4	1.5	2.3	2.3	2.1	12	0.91	n.d.	0.60	0.65	0.95	0.04	1.36	0.41	0.8	0.7
O ₂ ^A _r								3.2	0.08	n.d.	0.03	0.03	0.08	0.02	0.14	0.08	0.1	0.06
H ₂											22		9500	--	--		40	8600
CH ₄											--		800	--	--	5300	--	1000
CO											3			--	--		20	150
Location	Crater		Shore		Crater		Crater		Crater		Crater		Shore		Crater		Shore	
T max °C	580				170		210		186		185		281		293		293	
Made by	(1)				(1)		(2)		(3)		(4)		(5)		(6)		(7)	
Year	1923				1937		1951		1969		1970		1978		1978		1978	

a Total sulphur expressed as SO₂

b Below the detection limit (2ppm)

(1) Siccardi, 1941; (2) Siccardi, 1955; (3) Martini and Tonani, 1970; (4) Le Guern, 1972; (5) This work; (6) Cioni et al., 1978; (7) Le Guern et al., 1979.

ANNEXE III RESUME DES PRINCIPALES ERUPTIONS DE STROMBOLI
DEPUIS 1882

Dates	Activités
1882	Après une secousse sismique, ouverture de 5 bouches explosives 100 m sous la terrasse cratérique.
1888-89	Coulées intermittentes + activité explosive modéré
1891	Deux fortes explosions très proches + glissements de terrain
1891	Coulées
1903	Plusieurs coulées avec explosions
1906	Fortes explosions, retombées de scories à Ginostra
1907	Fortes explosions, incendies déclenchés par fragments de lave projetés, retombée de cendre jusqu'à Messine.
1912	Crescendo dans les explosions, lapilli tombent sur toute l'île, cendres sur la Calabre et la Sicile.
1915	Plusieurs phases effusives sur la S.F.
1916	Fortes explosions, panache atteint 1000 m hauteur + qql coulées
	" "
1919	, projection de blocs pesant des dizaines de tonnes, 10 maisons détruites, à St Vincenzo et Ginostra, 4 habitants tués, 20 blessés. Eruption accompagnée d'un raz de marée.
1921	Coulées plus fortes explosions
1930	La plus forte éruption historique (voir ci-dessous)
1934	Fortes explosions groupées
1935	Plusieurs coulées.
1936	Forte explosions, retombées de blocs et coulées, cendre jusqu'à Catania.
1937	Fortes explosions, retombées de scories, courtes coulées
1938	Plusieurs coulées
1939	Fortes explosions et coulées
	" " " "
1941	, retombées de scories.

ANNEXE III ACTIVITE HISTORIQUE STROMBOLI (suite)

- 1944 Fortes explosions, panache atteint 2000 m, avalanches ardentes sur l'est de l'île + coulées.
- 1949 Fortes explosions + coulées
- 1950 Fortes explosions, retombées de scories et coulées
- 1952 Explosions et coulées
- 1954 Important panaches, coulées et raz de marée.
- 1955 Seul éruption latérale connue, sous-marine à 50 m de la ligne de rivage de la Sciara del Fuoco, activité explosive normale au sommet.
- 1956 Coulées sommitales, peu d'explosions
" " , sans explosion.
- 1967
- 1971 Coulées avec activité explosive normale.
- 1975 Coulées, point d'émission 700 m d'alt., retombées de sables et cendres sur les villages.
- Fin 1985-début 86 Avalanche ardente sur la Sciara et coulées.
- Mai 1989 Explosion, retombées de cendres.

Remarques: Toutes les coulées historiques se sont produites sur la Sciara de Fuoco

Informations extraites de Capaldi et al. 1978

Eruption de 1930 (Pichler, 1981; traduction W. Vetsch)

La plus forte éruption du Stromboli en temps historique se produisit le 11.9.1930. Ce jour, à 8 heures 10 du matin, soudain et sans signe avant-coureur, le cratère éjecta un sombre nuage de cendre, montant vers le ciel en direction SW et provoquant une pluie de cendre assez limitée en étendue. A 9 heures 52

à intervalle très court, suivirent deux explosions extrêmement violentes. Au-dessus du cratère s'éleva un nuage d'éruption en forme de pin à une altitude de 2,5 km. La première explosion lança de puissants blocs de roche en l'air qui tombèrent, tel de bombes de gros calibre, sur la localité de Ginostra, à une distance de 1,8 km, détruisant entièrement ou partiellement 14 maisons. Par bonheur, tous les habitants se trouvèrent à cette même heure à un enterrement, au cimetière assez éloigné du village.

Immédiatement après, lors de la deuxième explosion, la région côtière à l'Est de la Sciara fut bombardée de gros blocs de roche et quatre indigènes travaillant dans les vignes du Piano di Labronzo furent tués. Un gros bloc tomba sur la station du semaforo di Labronzo détruisant sa partie située côté montagne. Tout près tomba un bloc de 30 tonnes. Quelques blocs tombés sur Ginostra étaient encore plus gros.

Tout de suite après ces deux explosions qui n'avaient éjecté que des débris du bouchon de la vieille cheminée, libérant ainsi le chemin au magma montant, une violente chute de scorie et de cendre commença. Pendant 10 minutes, de grosses scories incandescentes fortement ballonnées crépitèrent sur la partie NE de l'île, suivies d'une forte pluie de cendre et lapilli, qui dura une demie heure. Ces masses incandescentes éjectées mirent le feu à la végétation des pentes NE de l'île. Ces épais nuages de cendre chaud roulant de la montagne, transformèrent le jour en nuit, provoquant frayeur et terreur parmi la population.

Cendre et scorie incandescentes s'accumulèrent sur les pentes supérieures en peu de temps formant des couches de presque un mètre de hauteur. A différents endroits, ces masses gonflées de gaz se mirent à glisser et descendirent tel une nuée ardente l'étroit ravin de Vallonazzo. Cette masse, d'une hauteur au front de 8 - 10 m se précipita, tel une avalanche incandescente, à une vitesse entre 55 - 70 km, jusqu'à la mer. La quantité du matériau en mouvement est évaluée à 75 000 m³, sa température au moins à 700°C. Un paysan ayant travaillé dans la vigne fut trouvé plus tard mi-carbonisé, avec des signes distinctes d'une mort par étouffement. Un habitant de S. Bartolo ayant cherché refuge dans une cavité due au ressac fut brûlé par l'eau de mer en ébullition, au point, d'en mourir.

L'activité explosive extrêmement violente fut suivie immédiatement par la phase effusive. Une première coulée de lave se déversa vers 11 heures déjà sur les pentes NE de la Sciara jusqu'à la mer. Elle fut suivie par une deuxième, plus grande. La phase effusive dura 15 heures, à peine.

Nous citerons en tant qu'exemples d'autres paroxysmes, ceux des années 1974, 1919 et 1916. En tant qu'exemple d'une phase purement effusive du Stromboli, sans explosions, celle de l'année 1967, une des plus longues en temps historique, peut être mentionnée.

ANNEXE III ACTIVITE HISTORIQUE STROMBOLI (suite)

- 1944 Fortes explosions, panache atteind 2000 m, avalanches ardentes sur l'est de l'île + coulées.
- 1949 Fortes explosions + coulées
- 1950 Fortes explosions, retombées de scories et coulées
- 1952 Explosions et coulées
- 1954 Important panaches, coulées et raz de marée.
- 1955 Seul éruption latérale connue, sous-marine à 50 m de la ligne de rivage de la Sciara del Fuoco, activité explosive normale au sommet.
- 1956 Coulées sommitales, peu d'explosions
" " " " " "
- 1967 " " " " " " , sans explosion.
- 1971 Coulées avec activité explosive normale.
- 1975 Coulées, point d'émission 700 m d'alt., retombées de sables et cendres sur les villages.
- Fin 1985-début 86 Avalanche ardente sur la Sciara et coulées.
- Mai 1989 Explosion, retombées de cendres.

Remarques: Toutes les coulées historiques se sont produites sur la Sciara de Fuoco
Informations extraites de Capaldi et al. 1978

Eruption de 1930 (Pichler, 1981; traduction W. Vetsch)

La plus forte éruption du Stromboli en temps historique se produisit le 11.9.1930. Ce jour, à 8 heures 10 du matin, soudain et sans signe avant-coureur, le cratère éjecta un sombre nuage de cendre, montant vers le ciel en direction SW et provoquant une pluie de cendre assez limitée en étendue. A 9 heures 52

à intervalle très court, suivirent deux explosions extrêmement violentes. Au-dessus du cratère s'éleva un nuage d'éruption en forme de pin à une altitude de 2,5 km. La première explosion lança de puissants blocs de roche en l'air qui tombèrent, tel de bombes de gros calibre, sur la localité de Ginostra, à une distance de 1,8 km, détruisant entièrement ou partiellement 14 maisons. Par bonheur, tous les habitants se trouvèrent à cette même heure à un enterrement, au cimetière assez éloigné du village.

Immédiatement après, lors de la deuxième explosion, la région côtière à l'Est de la Sciara fut bombardée de gros blocs de roche et quatre indigènes travaillant dans les vignes du Piano di Labronzo furent tués. Un gros bloc tomba sur la station du semaforo di Labronzo détruisant sa partie située côté montagne. Tout près tomba un bloc de 30 tonnes. Quelques blocs tombés sur Ginostra étaient encore plus gros.

Tout de suite après ces deux explosions qui n'avaient éjecté que des débris du bouchon de la vieille cheminée, libérant ainsi le chemin au magma montant, une violente chute de scorie et de cendre commença. Pendant 10 minutes, de grosses scories incandescentes fortement ballonnées crépitèrent sur la partie NE de l'île, suivies d'une forte pluie de cendre et lapilli, qui dura une demie heure. Ces masses incandescentes éjectées mirent le feu à la végétation des pentes NE de l'île. Ces épais nuages de cendre chaud roulant de la montagne, transformèrent le jour en nuit, provoquant frayeur et terreur parmi la population. Cendre et scorie incandescentes s'accumulèrent sur les pentes supérieures en peu de temps formant des couches de presque un mètre de hauteur. A différents endroits, ces masses gonflées de gaz se mirent à glisser et descendirent tel une nuée ardente l'étroit ravin de Vallonazzo. Cette masse, d'une hauteur au front de 8 - 10 m se précipita, tel une avalanche incandescente, à une vitesse entre 55 - 70 km, jusqu'à la mer. La quantité du matériau en mouvement est évaluée à 75 000 m³, sa température au moins à 700°C. Un paysan ayant travaillé dans la vigne fut trouvé plus tard mi-carbonisé, avec des signes distinctes d'une mort par étouffement. Un habitant de S. Bartolo ayant cherché refuge dans une cavité due au ressac fut brûlé par l'eau de mer en ébullition, au point, d'en mourir.

L'activité explosive extrêmement violente fut suivie immédiatement par la phase effusive. Une première coulée de lave se déversa vers 11 heures déjà sur les pentes NE de la Sciara jusqu'à la mer. Elle fut suivie par une deuxième, plus grande. La phase effusive dura 15 heures, à peine.

Nous citerons en tant qu'exemples d'autres paroxysmes, ceux des années 1974, 1919 et 1916. En tant qu'exemple d'une phase purement effusive du Stromboli, sans explosions, celle de l'année 1967, une des plus longues en temps historique, peut être mentionnée.