



## Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna

Jean-Paul Callot, Geoffroy Laurent, Olivier Merle

► **To cite this version:**

Jean-Paul Callot, Geoffroy Laurent, Olivier Merle. Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna. Bulletin de la Société Géologique de France, Société géologique de France, 2000, 171, pp.59-70. <hal-00647255>

**HAL Id: hal-00647255**

**<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00647255>**

Submitted on 2 Dec 2011

**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.

## Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna

JEAN-PAUL CALLOT<sup>1</sup>, LAURENT GEOFFROY<sup>2</sup> et OLIVIER MERLE<sup>3</sup>

**Mots clés.** – Etna, Modèles analogiques, Étalement gravitaire, Extension régionale, Contraintes.

**Résumé.** – L'importance relative de la tectonique régionale et de l'étalement gravitaire sur la stabilité de l'Etna sont étudiés à l'aide de modèles analogiques sable-silicone dimensionnés. Les résultats de cette modélisation montrent notamment que les structures actives observées sur le volcan sont la conséquence d'une interaction entre effets gravitaires et tectonique régionale. En particulier, les composantes décrochantes des failles observées à la fois sur le terrain et sur les modèles réduits sont liées à l'interaction entre le champ de contrainte gravitaire et le champ de contrainte extensif régional. Nous montrons également dans nos modèles que la Valle del Bove, structure majeure du flanc oriental de l'Etna, ne se forme que sous l'influence conjuguée de l'effondrement gravitaire du volcan et du retrait du panneau plongeant ionien suivant des failles majeures.

### Experimental study of the tectonic of Mount Etna

**Key words.** – Etna, Scaled models, Gravitational spreading, Regional extension, Stress field.

**Abstract.** – The influence of regional tectonic and internal spreading upon the stability of the Etna volcano has been studied using scaled models. Experimental results reveal that active structures observed on the volcanic edifice result from the interaction between purely gravitational effects and regional tectonic linked to the subduction zone. Strike-slip components on active faults, visible both in the field and in analogue models, are caused by the interaction of the regional stress field (i.e. subduction that generates an E-W minimal horizontal stress) with the one associated with the volcano mass (i. e. spreading of the volcano). We demonstrate that a structure analogous to the Valle del Bove can be triggered in scaled models as a result of both gravitational spreading of the volcano and the sinking of the dipping Ionian slab along major faults.

#### ABRIDGED ENGLISH VERSION

#### Introduction

Mount Etna volcano is located in eastern Sicily. The present cone was built during the last 150,000 years and the volcanic products have an alkaline affinity [Kieffer, 1985]. The N and NW flanks of the volcano overlie the Sicilian calcareous fold and thrust belt [Amodio Morelli *et al.*, 1976], whereas the S and SE flanks lie atop sub-Etnean clays [Ogniben, 1966]. The cone formed at the intersection of contrasting tectonic zones (fig. 1). The Ionian basin is bounded westward by two major active faults intersecting under the cone: (1) the Messina fault, trending N050, which is a left-lateral, oblique-slip normal fault [Caccamo *et al.*, 1996] and (2) the western boundary fault of the Ionian slab, trending N140, which has a purely extensional slip with relative subsidence of the northeastern Ionian Basin [Le Pichon, unpublished datas]. We have used analogue modelling to better understand the relative role played by regional tectonics and gravitational spreading in the formation of Mount Etna.

#### Tectonic of Mount Etna

The eastern flank of the Etna cone has collapsed eastward along two important bounding faults [Lo Giudice and Rasà, 1992; Borgia *et al.*, 1992]: (1) the Pernica fault, displaying left-lateral oblique slip, and (2) the Mascalucia-Trecastagni fault, with right-lateral oblique slip [Lo Giudice and Rasà, 1992] (fig. 2).

Above 1,750 m and around the summit crater, radial eruptive fissures suggest that the upper part of the volcano was subjected to a gravitational stress field due to volcanic loading [MacGuire and Pullen, 1989] (fig. 2).

On the eastern flank, dykes form two swarms trending NNW-SSE on the southern side of the Valle del Bove, and ENE-WSW on the northern side of the valley (fig. 2). We interpret those trends in terms of conjugate tension-shear structures [Geoffroy and Angelier, 1995] associated with a WNW-ESE minimum horizontal stress  $\sigma_3$ . A similar trend for  $\sigma_3$  is inferred from inversion of fault-slip data sets measured on the eastern flank of Mount Etna (fig. 3).

#### Scaling and experimental apparatus

Models are scaled to simulate the collapse of a volcanic cone built on two superposed layers, a brittle layer (representing initial tholeiitic volcanism) and a ductile layer (sub-Etnean clays). The angle of internal friction of the sand ( $\sim 30^\circ$ ) and its negligible cohesion makes it a good analogue for the brittle part of the cover, as already shown by several authors [Faugères and Brun, 1984; Vendeville *et al.*, 1987; Merle and Borgia, 1996]. Viscous silicone simulates the highly deformable clays, although they display a plastic behaviour. The cumulative extension measured on the dated dikes of the Valle del Bove is 420 m for 34,000 years [Ferrari *et al.*, 1991]. In all experiments, similarity conditions impose a displacement rate of 1 cm per hour.

We used Merle and Borgia's [1996] geometric ratios  $\Pi_1$  (cone height/cone radius) and  $\Pi_3$  (thickness of brittle layer/thickness of weak layer) to constrain the gravitational stability of our models (fig. 4).

<sup>1</sup> Laboratoire de Géologie, ENS, 24, rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05.

<sup>2</sup> Laboratoire de Géologie, Univ. Maine, Av. O. Messiaen, 72085 Le Mans cedex 04.

<sup>3</sup> Département des Sciences de la Terre, UMR 65-24, CRV, 5, rue Kessler, 63035 Clermont-Ferrand cedex.

Manuscrit déposé le 20 novembre 1998; accepté après révision le 12 juillet 1999.

We aimed at modelling the interactions between an E-W extension, acting on structures previously recognised offshore, and the gravity-driven spreading of the cone. The apparatus consists of a box in which layers of silicone and sand represent respectively the clays and brittle substratum underlying the Etna volcano (fig. 5c). A sand cone models the volcano. Extension is generated by a computer-controlled stepper motor pulling a thin plastic sheet at the base of the model. The edge of the plastic sheet is either straight or follows the shape of major tectonic structures of the Sicilian margin (figs. 5a and 5b).

## Experimental results

(1) Models without the sand cone (fig. 6) show that the geometry of the moving boundary directly determines the geometry of the extensional structures in the model and that the lateral friction along the sidewalls of the box is negligible.

(2) Models with a gravitationally stable cone (fig. 7) show that the geometry of the moving border controls not only the geometry of the structures formed in both substratum and cone, but also the motion on these structures. In particular, if the geometry of the moving boundary fits that of the major structures (fig. 7b), transtensional grabens form on the eastern flank of the sand cone.

(3) Models integrating gravitational spreading of the cone (fig. 8) are more realistic. With an E-W extension across non-realistic linear boundary (fig. 8b), we obtain a N-S graben very different from the structures observed on Mount Etna. With a realistic fault geometry (fig. 8c), the eastern flank of our model collapses along two major faults whose geometry and slip are very similar to those bounding Mount Etna's eastern flank (fig. 2). Moreover, this model develops a flank graben really close to the Valle del Bove.

(4) If we introduce a tectonic inheritance reproducing the Valle del Bove (fig. 9), the entire extensional deformation of the eastern flank is concentrated on the edge of the valleys as observed on Mount Etna.

## Conclusions

The eastern flank of the gravitationally spreading Mount Etna volcano [Borgia *et al.*, 1992] has collapsed along two major fault systems subjected to WNW-ESE extension. Our experiments demonstrate that the tectonics of the eastern flank of Mount Etna may have been driven by the interaction of gravitational spreading of the cone and regional extension guided by the retreating slab of the Ionian Sea under the Etna volcano along major active faults.

## INTRODUCTION

### L'Etna, édifice volcanique

Le soubassement de L'Etna est composite (fig. 1). Au W et au N, le volcan repose sur les séries plissées et chevauchements en séquence de la Chaîne péloritaine, qui affectent des séries de flyschs et de carbonates d'âge éocène à quaternaire. Les parties S et S-E du cône (fig. 1) reposent sur les argiles sub-étrnéennes [Ogniben, 1966; Lentini, 1982] d'âge sicilien (-300 000 ans) [Kieffer, 1985]. Ces argiles constituent un niveau de décollement à la base de l'édifice [Lo Giudice et Rasà, 1992; Borgia *et al.*, 1992]. Le soubassement argileux de l'Etna forme un dôme dont le sommet se trouve à l'E du sommet de l'édifice volcanique actuel [Ogniben, 1966].

L'édifice volcanique s'est constitué en trois épisodes distincts. Les premières émissions, datées à -500 000 ans, correspondent à un volcanisme fissural sous-marin (pillow-lavas d'Aci-Castello). Cette activité, d'affinité tholéiitique, se poursuit jusqu'à -150 000 ans [Condomines *et al.*, 1982; Kieffer, 1985]. Un volcan bouclier s'édifie ensuite autour de plusieurs centres éruptifs entre -150 000 et -80 000 ans. Les volcanites, basiques, appartiennent à la série alcaline et sont riches en sodium. Elles sont entrecoupées de passées tholéiitiques [Cristofolini *et al.*, 1979]. Enfin, le régime éruptif passe à celui du strato-volcan actuel, qui émet des produits alcalins principalement basaltiques entrecoupés de termes plus différenciés (hawaïtes, mugéarites), souvent porphyriques [Cristofolini et Romano, 1982]. Le volcan atteint sa taille maximale au cours de l'épisode du Trifoglietto daté à -40 000 ans et subit une série d'effondrements catastrophiques qui conduisent à la formation de l'actuelle Valle del Bove [Kieffer, 1985] (fig. 2).

### Contexte géodynamique

L'Etna est situé à l'intersection de domaines structuraux distincts. Au N, le volcan repose sur les unités allochtones péloritaines, chevauchantes vers le S [Amodio Morelli *et al.*, 1976] et qui traduisent une compression N-S. Ces formations sont limitées à l'E par l'escarpement de Messine, d'azimut N050, faille normale-senestre active sismiquement [Caccamo *et al.*, 1996; Lanzafame *et al.*, 1996]. Les flancs S et S-E de l'édifice reposent sur le plateau Ibléen, calcaires cénozoïques en subduction sous l'arc péloritain [Cristofolini *et al.*, 1979], eux-même limités à l'E par l'escarpement de Malte faille initialement en décrochement normal-dextre [Carbone *et al.*, 1982; Barberi *et al.*, 1973] mais actuellement inactive [Chamot-Rooke, comm. pers.]. Ces deux escarpements limitent à l'W le Bassin ionien, mais la croûte océanique *sensu stricto* n'apparaît qu'au N-E d'un escarpement d'azimut N140 (fig. 1). Cet escarpement correspond à une faille normale active dont le jeu en ciseau est maximum dans sa partie N [Le Pichon, données non publiées]. Cette faille majeure sépare la croûte océanique d'une croûte transitionnelle que l'on suit jusqu'à l'escarpement de Malte (fig. 1). Le Bassin ionien est en subduction spontanée sous l'arc calabrais soumis à la seule force de traction du panneau plongeant [Frepoli *et al.*, 1996; Giunchi *et al.*, 1996]. L'accident N140 permettrait le découplage du panneau plongeant et son retrait induisant une extension WNW-ESE dans la croûte [Le Pichon, données non publiées].

### Problématique

Ainsi, l'Etna est édifié à l'intersection de deux domaines géodynamiques aux caractéristiques très différentes :

- une région continentale à l'ouest en raccourcissement N-S, liée à la convergence Afrique-Europe ;

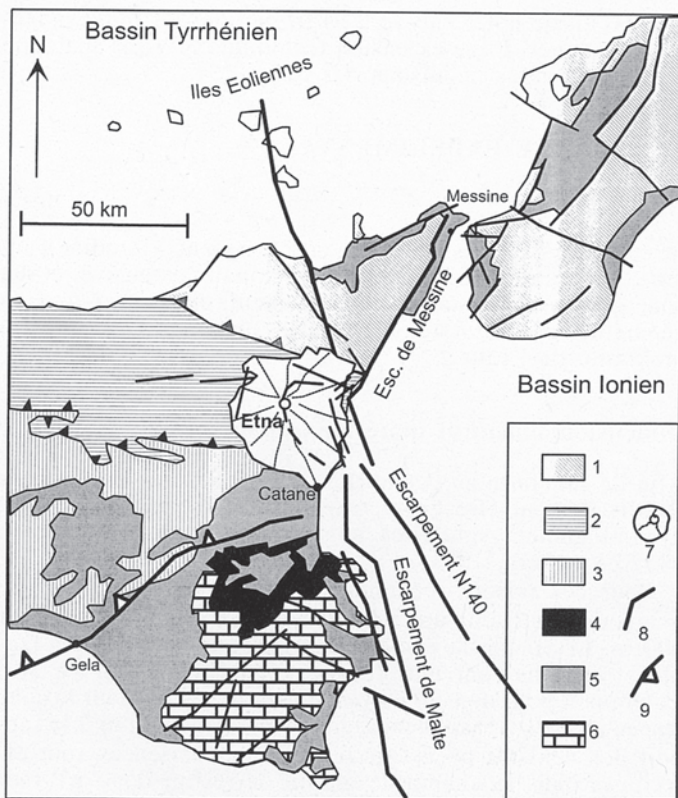


FIG. 1. - Carte géologique et structurale de la partie est de la Sicile d'après Lo Giudice et Rasà [1990], modifié. 1, 2, 3 : nappes de la Chaîne calabro-péloritaine ; 4 : volcanites du plateau Ibléen ; 5 : argiles sub-étnéennes ; 6 : plateau Ibléen calcaire ; 7 : Etna ; 8 : failles principales ; 9 : subduction du plateau Ibléen.

FIG. 1. - Structural and geological map of eastern Sicily (after Lo Giudice and Rasà [1992], modified). 1, 2, 3 : Calabro-Peloritan thrusts ; 4 : volcanic Iblean Plateau ; 5 : sub-ethnean clays ; 6 : calcareous Iblean Plateau ; 7 : Etna ; 8 : major faults ; 9 : subduction of the Iblean plateau.

– une région orientale soumise à une extension marquée WNW-ESE liée au retrait progressif du panneau plongeant Ionien [Le Pichon, données non publiées].

L'origine des grandes structures actives dans l'évolution morphotectonique de l'Etna est mal connue. En particulier, on ne connaît pas l'origine des contraintes (contraintes locales et/ou régionales ?) responsables de la formation de la Valle del Bove.

A partir d'une comparaison entre (1) des données de tectonique déjà publiées ou inédites, et (2) les résultats d'une modélisation analogique des déformations de l'Etna, nous proposons d'analyser le partitionnement des causes de la déformation du flanc oriental de ce volcan polygénique.

## TECTONIQUE SUR LES FLANCS DE L'ETNA

### Dykes

Le rift sommital se divise en trois branches (N, S-SE et W ; fig. 2) dont deux seulement sont actives (N et SE). Le rift N semble se raccorder au système de failles actives de Pernica [Patane *et al.*, 1994].

Au-dessus de 1 750 mètres, et sur les parois du cratère sommital, les dykes sont radiaux, indiquant que les phénomènes gravitaires sont prédominants [McGuire et Pullen, 1989]. Sur les flancs de la Valle del Bove, les dykes sont répartis en deux essaims d'orientations NNW-SSE sur le

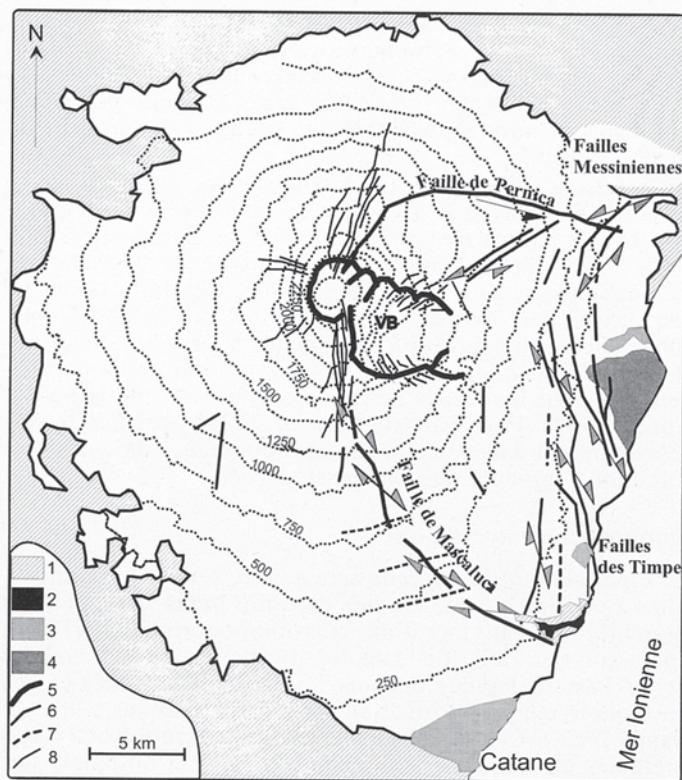


FIG. 2. - Carte morphostructurale de l'Etna, d'après Kieffer [1993], modifié.

1 : substratum (plateau Ibléen calcaires, nappes calabraises) ; 2 : pillow-lavas d'Aci Castello ; 3 : agglomération urbaine ; 4 : fanglomérat du Chiancone ; 5 : escarpement de la Valle Del Bove ; 6 : faille active ; 7 : faille ; 8 : filon magmatique et fissure ouverte.

FIG. 2. - Morphostructural map of Mount Etna, after Kieffer [1985], modified. 1 : brittle substratum ; 2 : pillow-lavas (Aci-Castello) ; 3 : urban zone ; 4 : Chiancone fanglomerate ; 5 : Valle del Bove escarpments ; 6 : active faults ; 7 : fault ; 8 : dykes and opened fissures.

flanc sud, et ENE-WSW sur le flanc nord (fig. 2). Cette répartition des fissures éruptives est interprétée comme résultant de l'injection de magma dans des décrochements conjugués liés à une direction de compression N-S, et à une extension WNW-ESE [Lo Giudice et Rasà, 1992 ; Lanzafame et Vetsch, 1985 ; Lanzafame *et al.*, 1996]. En absence de décrochements visibles dans cette partie du volcan, ces dykes correspondent plus probablement à des intrusions conjuguées en tension-cisaillement dans un régime transpressif, l'axe de plus forte tension étant WNW-ESE [Geofroy et Angelier, 1995]. Dans tous les cas la direction d'extension syn-magmatique interprétée à partir des dykes est WNW-ESE sur le flanc est de l'Etna.

### Failles sismiques

Le flanc est de l'édifice, affecté par plusieurs failles sismiquement actives, est beaucoup plus tectonisé que le flanc ouest [Gresta *et al.*, 1990] (fig. 2). Deux failles limitent latéralement un système d'effondrement du flanc oriental du volcan vers la mer. Il s'agit des failles de Pernica, de jeu normal senestre pour Lo Giudice et Rasà [1992] mais inverse senestre pour McGuire et Pullen [1989], et de Mascalucia Trecastagni, normale dextre selon Lo Giudice et Rasà [1992] (fig. 2).

Avec le rift sommital, ces deux failles limiteraient le flanc est de l'Etna, structuralement découpé de l'édifice et glissant vers la mer [Borgia *et al.*, 1992]. Pour Lo Giu-

dice et Rasà [1992], ce glissement serait lié à un détachement superficiel et asismique localisé à l'interface avec les argiles sub-étnéennes. Pour Borgia *et al.* [1992] ainsi que pour Merle et Borgia [1996] l'Etna s'étalerait gravitairement sur un interface rhéologique profond (5 km) [Borgia *et al.*, 1992].

Outre ces failles bien individualisées et sub-parallèles à la pente du volcan, le flanc est du cône présente deux directions de failles très actives (failles des Timpe au S-E et failles messiniennes au N-E), à l'origine de dégradations des habitats récents situés sur la côte. Ces failles sont de jeu dextre puis normal-dextre pour les failles des Timpe, interprétées comme les prolongements à terre des directions maltaises [Lanzafame *et al.*, 1996] et senestre puis normal-senestre pour les failles de direction messinienne [Knott et Turco, 1991]. Pour Lanzafame *et al.* [1996] ces failles correspondraient à des décrochements conjugués associés à la direction régionale de compression N-S.

### Données microtectoniques

Une population de 91 failles mineures à rejets millimétriques à métriques a été étudiée dans différents sites du flanc oriental de l'Etna, lors d'une mission de terrain. Ces failles sont exprimées à la fois dans les argilites (sites de Casalotto et de Pastera lapide) et dans les basaltes eux-mêmes, en particulier dans la formation du Trifoglietto (ex : site de Santa Tecla). Ces failles présentent des tectoglyphes interprétables en terme de jeux extensifs souvent obliques, soit à dominante normale, soit à dominante décrochante (fig. 3). L'inversion de ces données en terme de contraintes principales [Angelier, 1991] montre clairement l'existence d'une contrainte horizontale minimale  $\sigma_3$  de direction NW-SE et d'une contrainte horizontale maximale  $\sigma_H$  ( $\sigma_1$  ou  $\sigma_2$  suivant le régime tectonique) de direction NE-SW (fig. 3). Quelques failles sont également interprétables en terme d'extension NE-SW.

Ces données doivent être manipulées avec précaution en terme de contraintes tectoniques car (1) ces sites étaient proches de l'actuelle surface topographique lors de leur déformation (existence probable de contraintes gravitationnelles superposées aux contraintes tectoniques *sensu stricto*) [Savage et Swolfs, 1986 ; Fleitout et Froidevaux, 1982] et (2) le nombre total de failles reste limité. Toutefois, il est

intéressant de noter encore à partir de données indépendantes l'existence d'une extension tectonique NW-SE analogue à celle que nous déduisons des dykes.

## PROTOCOLE EXPERIMENTAL

### Objectifs

Les modèles décrits dans cet article visent à étudier l'interaction entre une tectonique régionale extensive et un cône volcanique instable gravitairement, en relation avec la géométrie des structures crustales majeures observées à proximité de l'Etna.

### Dimensionnement et matériaux analogues

Afin de satisfaire aux conditions de similitude, les modèles réduits doivent être géométriquement, cinématiquement et dynamiquement similaires au prototype naturel [Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981].

Pour des raisons techniques, nous fixons le rapport de longueur modèle/nature  $L^*$  à  $1,67 \times 10^{-5}$ , soit 1 cm pour 600 m. Les matériaux analogues généralement utilisés (sable et silicone) ont une densité voisine de  $1\,400 \text{ kg m}^{-3}$ . En prenant pour densité *moyenne* des roches formant le cône étnéen et son soubassement sédimentaire,  $2\,400 \text{ kg m}^{-3}$ , le rapport des densités  $\rho^*$  est de 0,58. Les expériences sont effectuées dans le champ de gravité terrestre, donc  $g^*$  vaut 1. Le rapport des contraintes est alors  $\sigma^* = \rho^* \times g^* \times L^* = 9,7 \times 10^{-6}$ . Le modèle sera donc environ 100 000 fois moins résistant que le prototype naturel.

Pour simuler les matériaux fragiles (dont le comportement est indépendant de la vitesse de déformation), le sable est un matériau analogue approprié, de cohésion négligeable, couramment utilisé dans les expériences analogiques [e.g. Faugères et Brun, 1984 ; Vendeville *et al.*, 1987 ; Krantz, 1991]. Son angle de friction interne est identique à celui de la plupart des roches sédimentaires compétentes et volcaniques ( $\phi = 30^\circ$ ). La cohésion des roches sédimentaires compétentes et volcaniques est de l'ordre de  $10^7 \text{ Pa}$  [e.g. Weijermars *et al.*, 1993]. Celle du matériau analogue, calculée à partir du rapport des contraintes  $\sigma^*$ , serait de

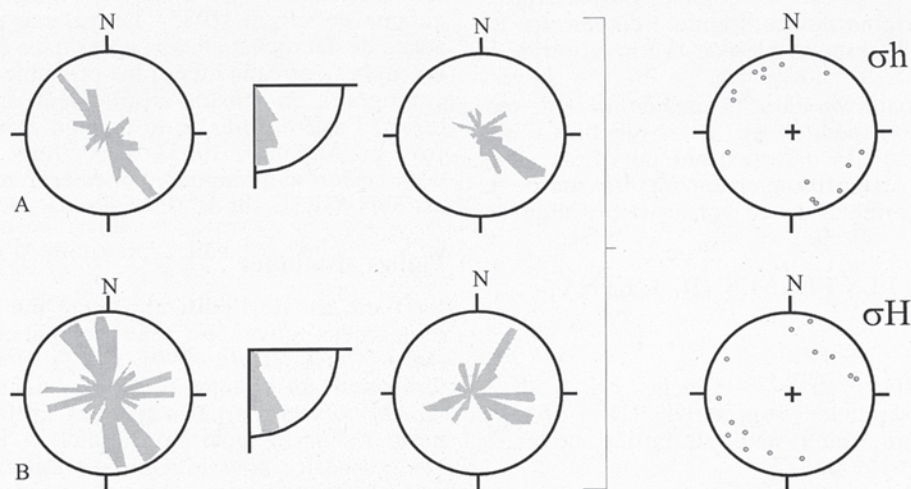


FIG. 3. – Analyse géométrique statistique de la fracturation en failles extensives sur le flanc est de l'Etna. A : failles normales ; B : failles décrochantes. De gauche à droite direction des plans, pendages des plans et azimuts des stries. A droite, l'état de contrainte calculé.

FIG. 3. – Statistical analysis of extensive faulting on the eastern flank of Mount Etna. A : normal faults. B : oblique motion faults. From left to right : plane trends ; plane dips, slip azimuths. Right end side : stress direction obtained by inversion of slip data.

100 Pa, ce qui est négligeable et justifie l'emploi du sable pour modéliser le cône basaltique.

Les argiles sub-étnéennes, de faible résistance mécanique, seront modélisées par de la silicone (gomme GSIR Rhône Poulenc), matériel newtonien de viscosité  $2 \times 10^4$  Pa.s., bien que les argiles aient un comportement mécanique plastique [Weijermars *et al.*, 1993]. Les caractéristiques physiques des argiles sub-étnéennes sont mal connues, et susceptibles de varier de plusieurs ordres de grandeurs dans la région considérée, leurs pression de fluide particulièrement. Il est possible de calculer le rapport de résistance  $\sigma_1 - \sigma_3$  dans le modèle : le cône représente 10 cm de sable et  $\sigma_1 = e \times \rho \times g$ ,  $e$  étant l'épaisseur de la série considérée, soit  $\sigma_1 = 0.1 \times 1700 \times 9.81 = 1666$  Pa.  $\sigma_3$  se déduit de  $\sigma_1$ , avec une cohésion négligeable [voir pour le détail du calcul Merle, 1994, p. 32] soit pour  $\sigma_3$  : 530 Pa. La résistance de la silicone  $\tau$  s'obtient par  $\tau = (\mu \times V)/e$  [Nalpas et Brun, 1993]. La vitesse de déformation  $V$  est fixée à  $1 \text{ cm.h}^{-1}$ , l'épaisseur de la couche de silicone  $e$  est de l'ordre du centimètre et sa viscosité  $\mu$  est de l'ordre de  $2 \times 10^4$  Pa.s. Donc la résistance du milieu ductile est de 5.4 Pa dans nos modèles. Le rapport de résistance  $[(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{sable}}] / [(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{silicone}}]$  dans le modèle est donc de 180. Le cône de l'Etna représente une surcharge de 2 000 mètres de volcanites, de densité  $2400 \text{ kg.m}^{-3}$  en moyenne, et de cohésion de l'ordre de  $10^7$  Pa [Weijermars *et al.*, 1993]. De la même manière, on obtient [Merle, 1994] pour la résistance du niveau fragile naturel  $(\sigma_1 - \sigma_3) = 42.9$  MPa ( $\sigma_1 = 47.1$  MPa, et  $\sigma_3 = 4.2$  MPa). Le dimensionnement du modèle suggère donc pour la résistance des argiles sub-étnéennes une valeur de 0.23 MPa, ce qui est tout à fait admissible [Weijermars *et al.*, 1993], et justifie *a posteriori* l'emploi de la silicone pour représenter les argiles.

Les milieux ductiles naturels (marnes, sel) ont une viscosité comprise entre  $10^{17}$  Pa.s et  $10^{19}$  Pa.s [Nalpas et Brun, 1993]. Nous fixons la viscosité effective du niveau de faible résistance mécanique naturel (les argiles) à  $10^{18}$  Pa.s. Le rapport des viscosités  $\mu^*$  (modèle/nature) est ainsi de  $2 \times 10^{-14}$ . En utilisant une relation linéaire entre contrainte et vitesse de déformation, nous obtenons donc un rapport des vitesses de déformation  $e^* = 0.49 \times 10^9$ , et des temps  $t^* = 2.05 \times 10^{-9}$ .

Le déplacement horizontal se calcule comme le produit des rapports des vitesses de déformations et des longueurs :  $V^* = e^* \times L^* = 7.2 \times 10^4$ . La vitesse d'allongement du prototype naturel peut être mesurée à partir de la dilatation finie des dykes (datés) de la Valle del Bove. Les plus anciens sont datés à -34 000 ans [Ferrari *et al.*, 1991]. La dilatation finie est de 420 m en N100, ce qui donne une vitesse de déformation de  $1.2 \text{ cm.an}^{-1}$ . La vitesse imposée au modèle sera donc de  $1 \text{ cm.h}^{-1}$ .

Les précédentes expériences d'étalement gravitaire de cône [Merle et Borgia, 1996] ont montré que la stabilité des édifices est étroitement contrôlée par des rapports entre différents paramètres liés à l'édifice et à son substratum. En particulier, les rapports  $\Pi_3$ , épaisseur de substratum fragile sur épaisseur de substratum ductile, et  $\Pi_1$ , hauteur du cône sur son rayon à la base, permettent de définir la limite édifice stable/étalement gravitaire (fig. 4). Pour ces auteurs, l'Etna serait fortement instable gravitairement ( $\Pi_3 = 0.2-0.4$ ;  $\Pi_1 = 0.3$ ).

Le dimensionnement des modèles analogiques est extrêmement dépendant de la rhéologie réelle des roches. En outre, les modèles ne prennent pas en compte le paramètre température. Malgré ces sources d'approximation, la comparaison *a posteriori* des structures observées avec les objets naturels montre que les modèles dimensionnés

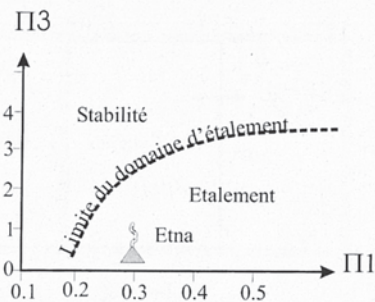


FIG. 4. - Représentation du domaine d'étalement gravitaire en fonction des rapports  $\Pi_1$  (hauteur du cône sur son rayon) et  $\Pi_3$  (épaisseur de substratum fragile sur épaisseur de substratum ductile), d'après Merle et Borgia [1996].

FIG. 4. -  $\Pi_1$  (height of the cone / radius of the cone) versus  $\Pi_3$  (thickness of brittle substratum / thickness of ductile substratum) graph showing the boundary between spreading and non spreading domains (after Merle and Borgia, [1996], modified).

correspondent à des systèmes dont l'évolution est très proche de celle des prototypes naturels [Vendeville *et al.*, 1987; Merle et Abidi, 1995].

### Dispositif expérimental

L'hypothèse de base de nos expériences est que le prototype naturel, l'Etna, est soumis à une extension de surface liée au retrait du panneau ionien. Un tel phénomène peut être modélisé mécaniquement par une discontinuité de vitesse à la base du modèle analogique que l'on obtient en faisant reposer la base de la partie tractée sur une lame de plastique non déformable et fixée au bord tractant. Dans les modèles la géométrie de cette discontinuité peut reproduire l'orientation des grands accidents en mer. On peut ainsi modéliser la perturbation du champ de déplacement associé à un jeu extensif sur des accidents hérités. Nous utiliserons dans chaque série d'expériences deux géométries différentes pour cette discontinuité de vitesse. Dans le premier cas, la discontinuité est perpendiculaire à la direction d'extension (fig. 5a), donc ne reproduit pas l'orientation des structures tectoniques majeures. Dans le second cas (fig. 5b) le découpage du rhodoïde simule l'orientation des accidents actifs en mer.

Le rapport fragile/ductile  $\Pi_3$ , c'est-à-dire le rapport des épaisseurs de sable et de silicone, contrôle la stabilité du cône.

Les modèles sont déformés dans un caisson de 70 cm par 50 cm, dont l'un des bords courts est tracté par un moteur pas-à-pas, contrôlé par ordinateur (fig. 5c). Le soubassement est constitué d'une couche de silicone (niveau ductile des argiles sub-étnéennes), surmontée de couches de sable et d'un cône en sable (substratum fragile et volcan). Le cône est bâti à proximité d'un coin de la boîte, afin d'empêcher la déformation selon deux directions. On modélise ainsi, sans altérer la géométrie du prototype naturel, le fait que l'Etna repose au N et à l'W sur les séries rigides et peu déformables des Chaînes calabro-péloritaines. L'ensemble du modèle est bâti à l'horizontale, bien que les volcanites reposent sur un substratum penté d'environ 1 à 3 degrés [Ogniben, 1966]. Ainsi le cône de sable n'est-il représentatif que du cône sommital de l'Etna, tandis que la partie plane du modèle correspond aux laves faiblement pentées, ainsi qu'au substratum. Il s'agit néanmoins d'une simplification acceptable (*cf. infra*). Chaque expérience dure environ 3 à 4 heures. Des photographies sont prises durant la déformation, puis le modèle est mouillé, afin de

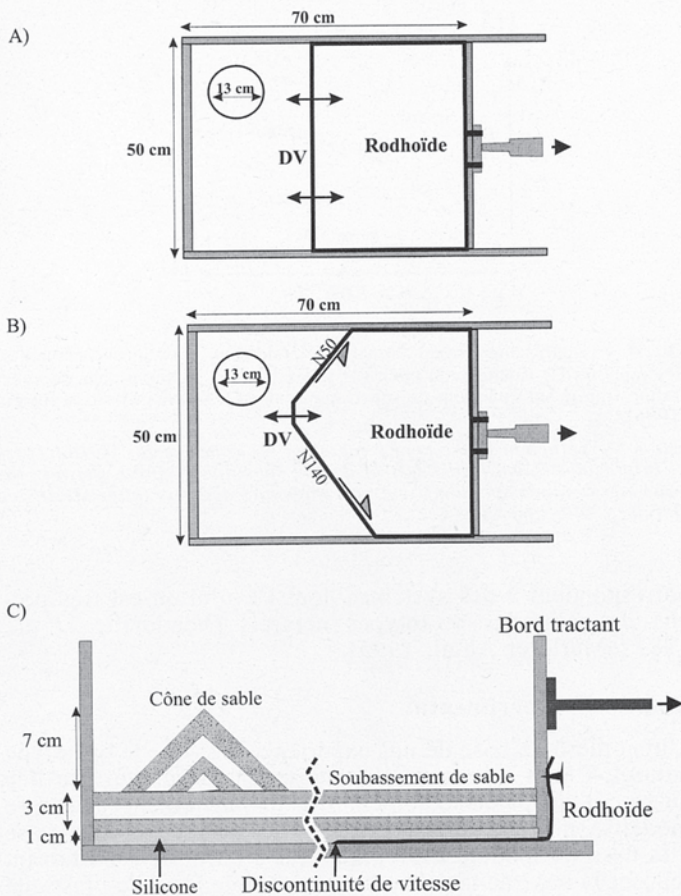


FIG. 5. – Schéma du montage expérimental.

A : modélisation d'une extension pure à l'aide d'une discontinuité de vitesse basale linéaire ; B : modélisation d'une déformation mixte extension cisaillement à l'aide d'une discontinuité de vitesse orientée ; C : section verticale d'un modèle type.

FIG. 5. - *Experimental apparatus. A : Modelisation of pure E-W extension with a N-S moving boundary. B : Modelisation of a trans-tensional deformation with a moving boundary fitting the geometry of the Sicilian margins. C : cross section of a typical model.*

lui conférer une cohésion capillaire. On peut alors réaliser des coupes sériées.

## EXPÉRIENCES ET RÉSULTATS

Dans le but de séparer les effets de l'extension tectonique de ceux de l'étalement gravitaire et de la géométrie du bord tractant, nous avons conduit trois séries d'expériences.

### Expériences témoins

Les expériences sont menées sans cône sableux, afin de juger de l'importance de la géométrie de la discontinuité de vitesse sur le type de déformation observé, ainsi que les effets de bord dans le cas d'une traction E-W. Dans les deux cas, le soubassement est identique, constitué d'une couche basale de silicone de 0,8 cm d'épaisseur, représentant environ 500 m d'argiles, surmontée de 1,2 cm de sable, correspondant à 750 m de volcanites. On trace sur la surface supérieure de sable un canevas de carrés qui permet d'analyser les déplacements.

### Bord tractant linéaire (fig. 6a)

Quand la discontinuité de vitesse est linéaire, les parois de la boîte provoquent un cisaillement aux bords du modèle. Après 4 heures de déformation (qui équivalent à 2,4 km d'extension dans la nature), le modèle présente une série de grabens parallèles à la discontinuité de vitesse. Au niveau de la discontinuité elle-même, l'asymétrie du graben est liée au cisaillement tangentiel imposé à la base du modèle (traction du rhodoïde). L'effet de bord, qui s'observe sur 4 cm le long des parois de la boîte, se traduit par un changement de direction (et de jeu) des structures, qui deviennent obliques à 60° par rapport à la direction d'extension. La composante décrochante du jeu de ces failles n'excède pas 4 mm.

### Bord tractant orienté (fig. 6b)

Le rodhoïde découpé crée une discontinuité de vitesse à la base du modèle qui est mécaniquement similaire à l'effet d'un jeu extensif sur des accidents hérités de directions N050 et N140. Le graben principal qui se forme n'est perpendiculaire à la traction que dans la partie centrale du modèle. Latéralement, ce graben est parallèle à la discontinuité de vitesse. Le cisaillement aux bords du modèle provoque localement une rotation des failles. Rappelons que cet effet est recherché dans le coin NW du modèle (on contraint ainsi la déformation du cône dans ses flancs nord et est). Cependant ces cisaillements aux parois s'exercent bien sûr tout le long de la bordure et rendent délicate l'interprétation des structures aux bords des modèles plus compliqués.

Dans les expériences témoins il est important de noter la continuité entre les structures à la surface du modèle et l'interface rhéologique. En particulier, dans les expériences suivantes, lorsque un seul graben se développe il est directement connecté à la bordure du rhodoïde, c'est-à-dire à la discontinuité de vitesse.

### Cône stable gravitairement

Un cône volcanique représente une surcharge locale susceptible d'engendrer des contraintes gravitationnelles qui peuvent interagir avec le champ de contrainte régional [Van Wyk de Vries et Merle, 1996]. Dans cette série d'expériences, le cône est stable gravitairement ( $\Pi_3 = 5$ ) afin de n'observer que les effets liés à la surcharge.

### Bord tractant linéaire (fig. 7a)

Le cône est partagé par un graben courbe en direction et asymétrique en section verticale, la faille majeure ayant un pendage vers le bord tractant. Ce graben englobe le sommet du volcan. A ce niveau, le graben est sub-linéaire et perpendiculaire à la direction de traction. Sa partie nord est courte, soumise au cisaillement du bord du modèle, un effet perceptible dès le flanc du volcan. On observe sur cette partie nord du graben un cisaillement senestre de 5 mm en 4 heures (300 m en 210 000 ans soit 1,4 mm par an). La branche sud du graben est la mieux développée et reste parallèle à la discontinuité de vitesse jusqu'à 4 cm du cône. Le cisaillement est dextre (3-4 mm). Au niveau du cône, plusieurs failles se succèdent vers le sommet en s'inactivant progressivement, limitant le flanc ouest non déformé du flanc libre oriental. Le graben majeur observé dans le substratum dans les expériences témoins (fig. 6a) est ici capturé par le cône.

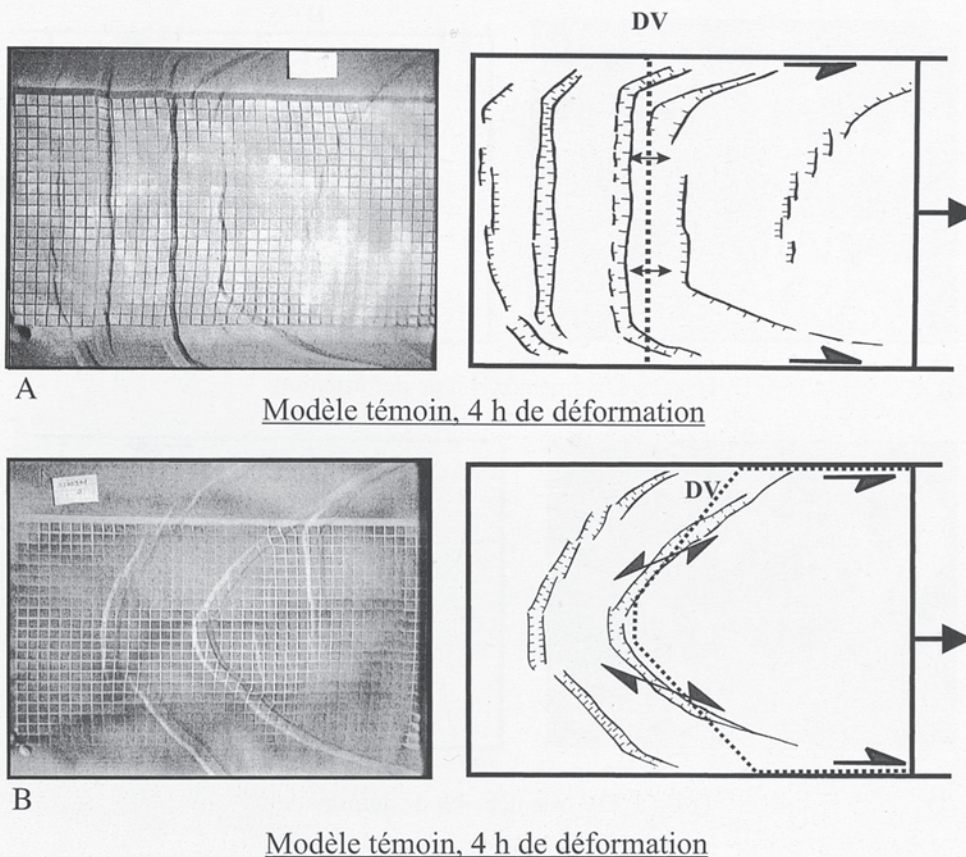


FIG. 6. – Expériences témoins (sans cône de sable). A : discontinuité de vitesse linéaire ; B : discontinuité de vitesse orientée.  
 FIG. 6. – Control models (without cone). A : N-S moving boundary. B : realistic moving boundary.

### Bord tractant orienté (fig. 7b)

On obtient également un graben assymétrique englobant le sommet. A la différence de l'expérience précédente, la trace de ce graben est courbe. Les failles ont une forte composante décrochante, 10 mm dans la partie proche du bord nord de la boîte d'expérimentation (600 m en 200 000 ans soit 2,8 mm par an), et 8 mm dans la partie sud du graben (480 m en 210 000 ans soit 2,3 mm par an). La discontinuité de vitesse retenue dans ces expériences semble ainsi contrôler l'orientation et le jeu oblique des structures en extension du substratum. La composante décrochante mesurée le long des failles bordières de ces grabens est plus importante que dans le cas de la discontinuité de vitesse linéaire (fig. 7a), mais reste faible devant la composante normale.

La surcharge lithostatique locale créée par le cône volcanique a donc pour effet de capturer la déformation extensive, un résultat déjà obtenu par Van Wyk de Vries et Merle [1996]. Cependant, les structures observées dans ces modèles à cône gravitairement stable sont très éloignées de ce que l'on observe sur le flanc de l'Etna.

### Cône instable gravitairement

Le rapport  $\Pi_3$ , épaisseur de substratum fragile sur épaisseur de substratum ductile est choisi inférieur à trois, limite du domaine de l'étalement gravitaire. Nous testons différentes valeurs de ce rapport, supérieure ou inférieure à 1, en nous référant aux valeurs fournies par Merle et Borgia, [1996], qui considéraient l'Etna comme un édifice instable (fig. 4).

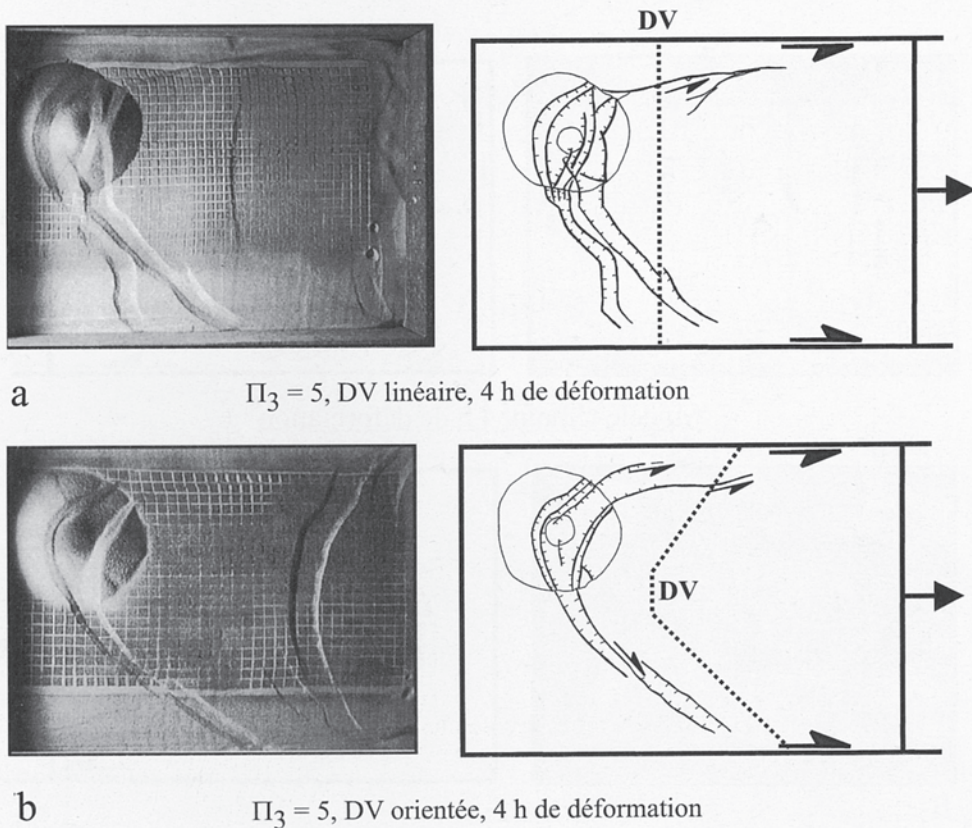
### Bord tractant linéaire (figure 8a)

Deux valeurs du rapport  $\Pi_3$  ont été testées (1,2 puis 0,8). Le modèle avec  $\Pi_3 = 0,8$  n'est pas retenu comme géologiquement significatif (et n'est pas ici représenté) la déformation par étalement du volcan étant excessivement importante et se produisant en un laps de temps si court que la déformation « régionale », plus lente, n'exerce aucune influence.

Pour  $\Pi_3 = 1,2$  (fig. 8a), le cône est divisé en grabens radiaux, dispositif « en feuille » typique de l'étalement gravitaire de ce genre de structures [Merle et Borgia, 1996]. Ces grabens ne s'observent pas dans les parties nord et nord-ouest (contraintes) du cône. Le champ de contrainte du cône capture clairement le graben exprimé dans les expériences témoins (comparer les figures 6a et 8a). En outre, ce graben semble atténué (comparer les figures 7a et 8a) en réponse, probablement, aux forces compressives engendrées par le cône. Tout le long du flanc est du cône se met en place une ride traduisant un raccourcissement radial dans le substratum lié à l'étalement du cône.

Les grabens du flanc est de l'édifice naissent dès la construction du cône, avec un même développement initial, mais ils évoluent différemment au cours de l'expérience. Certains deviennent décrochants, tandis que d'autres restent purement extensifs. Les sens de cisaillement observés sont compatibles avec les composantes cisailantes des failles majeures du substratum de part et d'autre du cône. On n'observe pas de grabens au niveau de la discontinuité de vitesse elle-même, ce qui souligne l'importance de l'influence de la déformation gravitaire sur les autres structures.





a  $\Pi_3 = 5$ , DV linéaire, 4 h de déformation

b  $\Pi_3 = 5$ , DV orientée, 4 h de déformation

FIG. 7. – Expériences réalisées sur un cône stable gravitairement ( $\Pi_3 = 5$ ). a : discontinuité de vitesse linéaire ; b : discontinuité de vitesse orientée. Le trait noir représente le trait de coupe.

FIG. 7. – Models with gravitationally stable cone ( $\Pi_3 = 5$ ). a : N-S moving boundary. b : realistic moving boundary. Black line shows the position of the cross-section.

### Bordure orientée (figs. 8b et 8c)

Ce modèle intègre toutes les caractéristiques retenues du prototype naturel. Nous avons testé les mêmes valeurs de  $\Pi_3$ , 0,8 et 1,2. Pour la valeur 0,8 (fig. 8b), le cône s'effondre beaucoup plus vite que ne se met en place son flanc glissant. Il est affecté par une vingtaine de petits grabens de même dimension. Les structures observées dans le substratum sont transpressives, probablement en réponse au fort étalement gravitaire du volcan. Cette valeur de  $\Pi_3$  semble donc excessive pour l'Etna.

En fixant  $\Pi_3$  à 1,2 (fig. 8c), on observe d'abord la mise en place de grabens en feuille sur le flanc est, puis d'un grand graben asymétrique englobant le sommet. Des cisaillements transpressifs affectent le substratum et les flancs du cône. Ces cisaillements sont très importants, jusqu'à 12 mm (soit environ 700 m en 210 000 ans correspondant à 3,5 mm par an).

Contrairement aux expériences précédentes on individualise clairement un graben majeur parallèle à la direction de traction (fig. 8c), très analogue à la Valle del Bove (fig. 2). Ce graben joue en faille normale tout au long de l'expérience et présente finalement de grands escarpements (1 cm donc environ 600 m). Par contre, un autre graben situé plus au S décale progressivement de manière dextre les failles antérieures et inactivées.

Notre cône montre un ensemble de déformation qui le rapproche de la partie sommitale du volcan (*i.e.* au dessus de 1 250 m), tandis que la partie horizontale du modèle est très similaire aux parties sub-horizontales du prototype na-

turel. Cette correspondance très forte entre modèle et réalité justifie *a posteriori* de négliger l'effet de la pente du substratum et des volcanites en dessous de 1 000 m.

### Etude de l'effet d'un héritage tectonique

Dans le cas de l'Etna, la Valle del Bove est une coalescence de caldeiras formées lors de l'effondrement du cône au Trifoglietto [Kieffer et Tanguy, 1993]. Il était intéressant de tester le rôle éventuel dans la déformation du cône d'un héritage tectonique, correspondant à une Valle del Bove précoce.

Nous avons introduit une discontinuité de rhéologie mécaniquement similaire à une faille dans le modèle de la figure 8c. Le cône est formé d'un mélange sable + farine (13 % de farine en poids) qui lui confère une cohésion d'environ 100 Pa. Une caldeira d'avalanche est modélisée mécaniquement en éliminant suivant une tranchée ce mélange à l'aide d'un aspirateur et en le remplaçant par du sable pur. La direction de la caldeira d'avalanche est celle de la Valle del Bove.

La déformation du flanc est singulièrement affectée par cette hétérogénéité (fig. 9). Il ne se forme pas de grabens bien individualisés, mais quelques failles isolées, naissant à la base de l'édifice. La tranchée subit une extension notable (0,8 cm environ soit 480 m en 200 000 ans), et ne présente pas de jeu décrochant, alors que les failles isolées dans ce flanc deviennent progressivement décrochantes (comme dans les modèles des figures 8a et 8c). Toute l'extension N-S se concentre ainsi dans la tranchée.

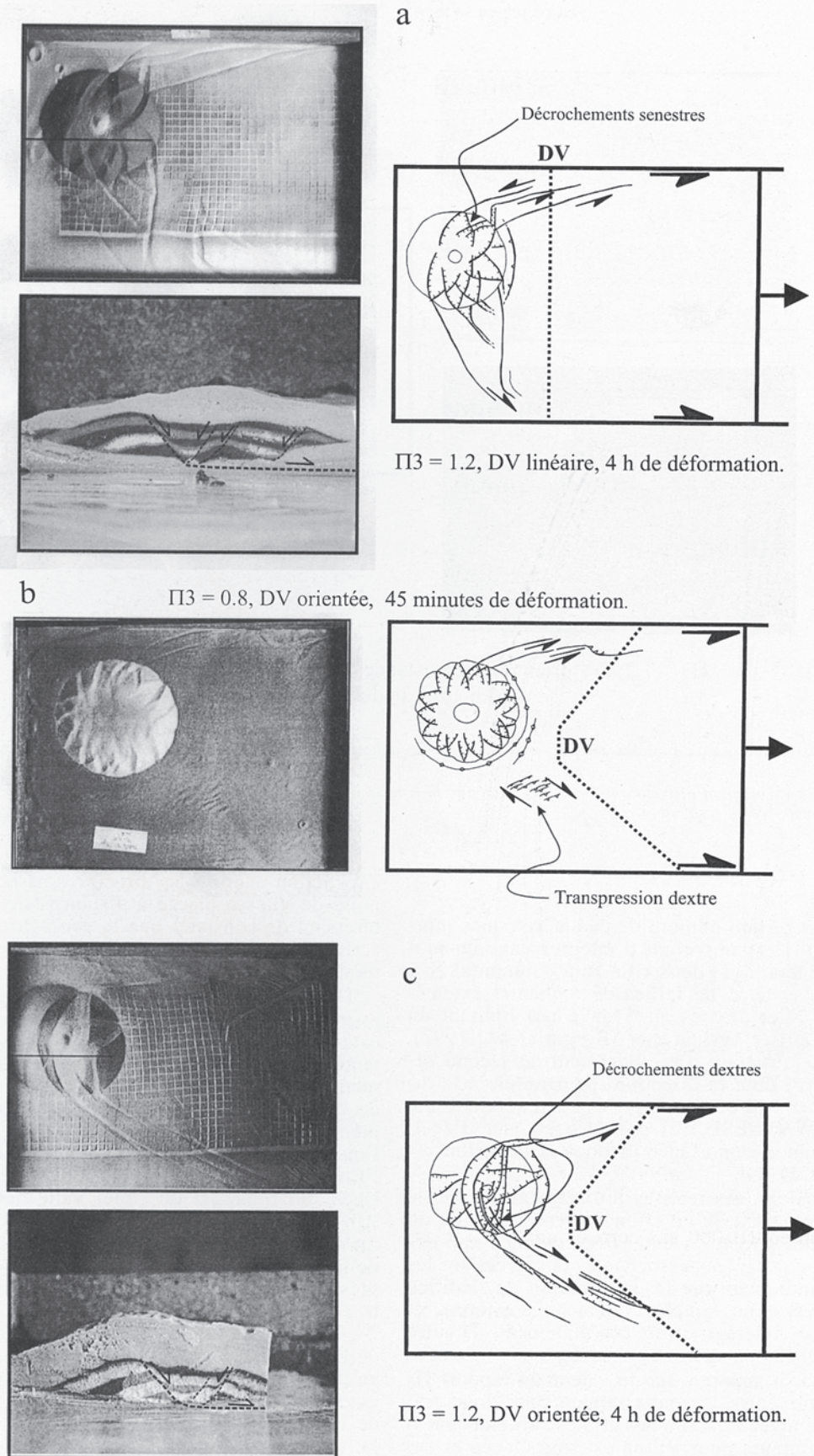
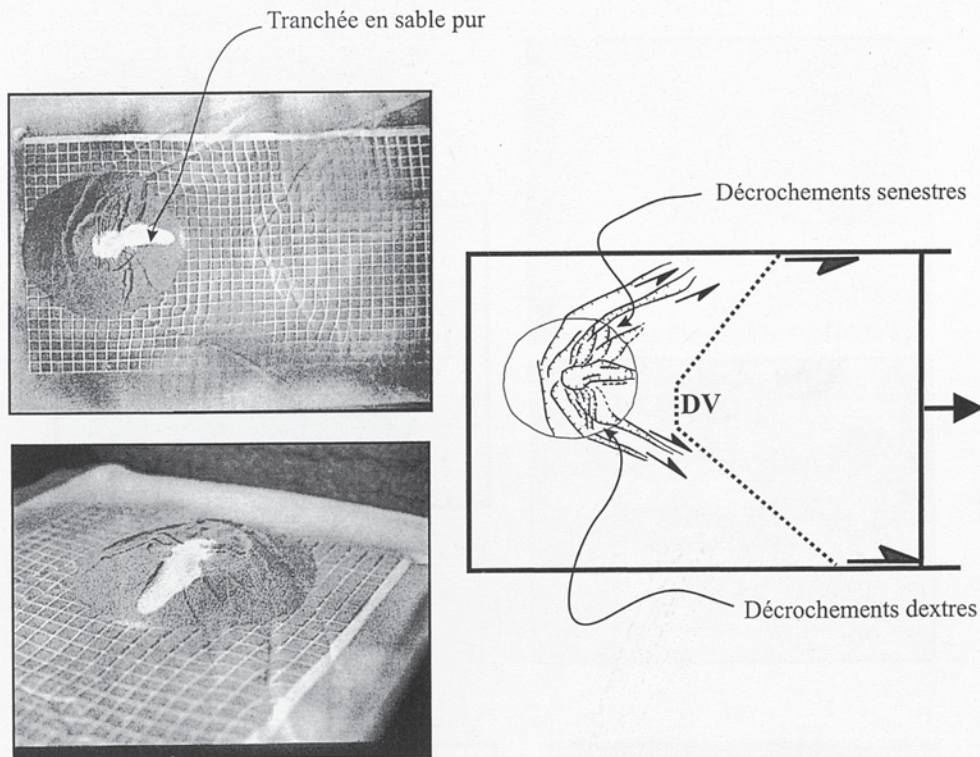


FIG. 8. - Expériences réalisées avec un cône instable gravitairement. a : discontinuité de vitesse orientée ( $\Pi_3 = 1.2$ ); b : discontinuité de vitesse orientée,  $\Pi_3 = 0.8$ . c : discontinuité de vitesse orientée,  $\Pi_3 = 1.2$ . Le trait noir représente le trait de coupe.

FIG. 8. - Models with gravitationally spreading cone. a : realistic moving boundary ( $\Pi_3 = 0.8$ ). b : N-S moving boundary ( $\Pi_3 = 1.2$ ). c : realistic moving boundary ( $\Pi_3 = 1.2$ ). Black line shows the position of the cross-section.



$\Pi_3 = 1.2$ , DV orientée, préexistence d'une discontinuité mécanique, 4 heures de déformation.

FIG. 9. – Modèle incluant une discontinuité de rhéologie équivalente mécaniquement à une faille : le cône en sable et farine comporte une tranchée de sable pur.

FIG. 9. – Models with a rheological discontinuity which is analogue to a tectonic inheritance of a graben. The cone is made of a mixture of sand and flour, the graben is composed of pure sand.

## DISCUSSION

L'Etna présente un certain nombre de caractéristiques morphostructurales qu'il est important d'intégrer dans un modèle tectonique général : (1) deux rifts zones sommital N-S et NNE-SSW, (2) système de failles décrochantes-extensives (senestres au N et dextres au S du cône) limitant un flanc oriental qui glisse vers la mer [Borgia *et al.*, 1992], (3) présence d'une structure d'effondrement de second ordre (Valle del Bove) dont la direction est parallèle à la direction de glissement du cône, (4) présence générale d'une extension active WNW-ESE, (5) présence en mer d'accidents actifs de grande importance et dont la direction est connue (figs. 1 et 2).

Les modèles analogiques réalisés initialement par Merle et Borgia [1996] montrent qu'un effondrement gravitaire du volcan engendre des structures extensives radiales non décrochantes. Les composantes décrochantes observées sur les failles de l'Etna indiquent que la déformation de l'édifice ne peut être reliée à un simple étalement gravitaire, et qu'une autre cause interagit avec cet étalement. D'autre part, au regard de nos expériences spécifiquement dédiées à l'étude de l'Etna, il apparaît que la valeur du rapport  $\Pi_3$  (rapport d'épaisseur entre le soubassement basaltique fragile de l'Etna et le niveau ductile des argiles sub-étnéennes) proposée par ces auteurs pour l'Etna est trop élevée et entraînerait un étalement gravitaire plus fort que celui observé sur le terrain.

Nos expériences ainsi que celles de Van Wyk de Vries et Merle [1996] montrent qu'un cône placé sur une plaque

en traction capture les structures associées à une discontinuité de vitesse placée à distance (fig. 7a et 8a). Il est intéressant de constater que la géométrie et le jeu des failles actives distantes du cône (discontinuités de vitesse) sont reproduites sur le flanc est du volcan.

De surcroît, la géométrie des discontinuités joue un rôle essentiel et remarquable dans l'organisation des structures extensives sur le flanc du volcan. Ainsi, avec un bord tractant linéaire (une faille majeure non observée géologiquement et qui serait N-S), on crée des structures extensives de direction radiale par rapport au sommet du cône, qui, même si elles sont plus développées vers l'est que vers l'ouest, sont sans rapport avec ce que l'on observe sur l'Etna (extension WNW-ESE associée au glissement vers l'ESE du flanc est du cône, Valle del Bove, fig. 1 et 2). Par contre, si on introduit des discontinuités en rapport directionnel avec le grand système de failles présent au niveau de la marge de la mer Ionienne, les déformations du modèle présentent de grandes similarités avec celles reconnues sur le flanc oriental de l'Etna (comparer les figures 7c, 8c et 2). Ces grandes failles actives existaient avant la formation de l'Etna ce qui justifie leur incorporation dans les modèles en tant que structures héritées. En particulier, ce n'est qu'en associant ces discontinuités avec une instabilité gravitaire de l'édifice que l'on crée une « Valle del Bove ». Enfin, si la Valle del Bove intervient en tant que structure héritée, l'analogie est encore plus forte entre modèle et réalité avec, notamment, concentration de la déformation en extension dans la Valle del Bove. Néanmoins, le changement de style de déformation survenu pour le modèle de la figure 9 peut

provenir des propriétés du mélange sable-farine, dont le comportement diffère sensiblement de celui du sable.

## CONCLUSION

Ainsi, les modèles qui apparaissent les plus proches des structures géologiques sont ceux qui reproduisent l'orientation des failles actives de la marge Ionienne dont, en particulier, la faille N140 de Le Pichon (données non publiées) (fig. 1, 8c et 9). Les structures modélisées dans nos expériences sont le plus proche de celles observées dans le prototype naturel lorsque la déformation résulte d'une interaction entre un étallement gravitaire de l'édifice, moins important que celui supposé par certains auteurs [Borgia *et al.*, 1992; Merle et Borgia, 1996], et la tectonique active liée à la subduction toute proche qui apparaît déterminante

dans les directions principales des structures. Nous montrons que cette tectonique est indépendante de la compression N-S des Chaînes péloritaines et qu'elle est indirectement reliée au panneau plongeant ionien par l'intermédiaire des failles majeures qui le bordent. De manière surprenante, une structure comme la Valle del Bove, d'apparence totalement gravitaire, paraît également être reliée – bien qu'indirectement – aux mêmes structures actives.

*Remerciements.* – Les auteurs remercient le Collège de France et tout particulièrement Xavier Le Pichon pour le soutien financier dont a bénéficié ce travail. Nous remercions également B. Vendeville, J.F. Murray, et P.R. Cobbold pour leurs critiques pertinentes de la première version du manuscrit. Les expériences ont été réalisées au Laboratoire de volcanologie expérimentale de l'Université Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand (UMR 65-24, OPGC, CRV).

## Références

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZINI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976). – L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**, 1-60.
- ANGELIER J. (1991). – Inversion directe et recherche 4-D : comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **II**, 1213-1218.
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973). – Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications. – *J. Geophys. Res.*, **78**, 5221-5232.
- BORGIA A., FERRARI L. & PASQUARE G. (1992). – Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. – *Nature*, **357**, 231-235.
- CACCAMO D., NERI G., SARAO A. & WYSS M. (1996). – Estimates of stress directions by inversion of earthquake fault-plane solutions in Sicily. – *Geophys. J. Int.*, **125**, 857-868.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982). – Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 367-386.
- CONDOMINES M., TANGUY J.C., KIEFFER G. & ALLEGRE C.J. (1982). – Magmatic evolution of a volcano studied by  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  disequilibrium and trace elements systematics: the Etna case. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1397-1416.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANE G. & RASA R. (1979). – Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna. – *Bull. Soc. Geol. It.*, **98**, 239-247.
- CRISTOFOLINI R. & ROMANO R. (1982). – Petrologic features of the Etnean volcanic rocks. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **23**, 99-115.
- FAUGERES E. & BRUN J.P. (1984). – Modélisation expérimentale de la distention continentale. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **209**, II, 7, 365-370.
- FERRARI L., GARDUNO V.H. & NERI M. (1991). – I duchi della Valle del Bove, Etna : un metodo per stimare le dilatazioni di un apparato vulcanico. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, 495-508.
- FLEITOUT L. & FROIDEVEAUX C. (1982). – Tectonics and topography for lithosphere containing density heterogeneities. – *Tectonics*, **1**, 21-56.
- FREPOLI A., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (1996). – State of stress in the southern Tyrrhenian subduction zone from fault-plane solutions. – *Geophys. J. Int.*, **125**, 879-891.
- GEOFFROY L. & ANGELIER J. (1995). – Existence de système de dykes en tension-cisaillement. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **231**, Iia, 505-511.
- GIUNCI C., SABADINI R., BOSCHI E. & GASPERINI P. (1996). – Dynamic models of subduction : geological and geophysical evidences in the Tyrrhenian. – *Geophys. J. Int.*, **126**, 555-578.
- GRESTA S., LONGO V. & VIAVATTENE A. (1990). – Geodynamic behaviour of eastern and western sides of Mount Etna. – *Tectonophysics*, **179**, 81-92.
- HUBBERT M.K. (1937). – Theory of scale models as applied to geological structures. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **48**, 1459-1520.
- KIEFFER G. (1985). – Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique : stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile). – Thèse d'État, Univ. Clermont-Ferrand II, 497 pp.
- KIEFFER G. & TANGUY J.C. (1993). – L'Etna, évolution structurale, magmatique, dynamique d'un volcan polygénique. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, **163**, 253-271.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991). – Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc, southern Italy. – *Tectonics*, **10**, 1164-1172.
- KRANTZ R.W. (1991). – Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. – *Tectonophysics*, **188**, 203-207.
- LANZAFAME G., NERI M. & RUST D. (1996). – Active tectonics affecting the eastern flank of Mount Etna : structural interactions at a regional and local scale. In : P.J. GRAVESTOCK & W.J. MCGUIRE Eds, Etna, fifteen years on. – Londres, pp. 25-33.
- LANZAFAME G. & VETSCH P. (1985). – Les dykes de la Valle del Bove (Etna, Sicile) et le champ de contrainte régional. – *Rev. Geol. Dyn. Geol. Phys.*, **26**, 147-156.
- LENTINI F. (1982). – The geology of the Mount Etna basement. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **23**, 7-25.
- LO GIUDICE E. & RASA R. (1992). – Very shallow earthquakes and brittle deformation in volcanic areas : the Etnean region as an example. – *Tectonophysics*, **202**, 257-268.
- MCGUIRE W.J. & PULLEN A.D. (1989). – Location and orientation of eruptive fissures and feeder-dykes at Mount Etna ; influence of gravitational and regional tectonic stress regimes. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, **38**, 325-344.
- MERLE O. (1994). – Nappes et chevauchements. – Masson, Paris, 137 pp.
- MERLE O. & ABIDI N. (1995). – Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, 439-450.
- MERLE O. & BORGIA A. (1996). – Scaled experiments of volcanic spreading. – *J. Geophys. Res.*, **101**, 13805-13817.
- NALPAS T. & BRUN J.P. (1993). – Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. – *Tectonophysics*, **228**, 349-362.
- OGNIBEN L. (1966). – Lineamenti idrogeologici dell'Etna. – *Riv. Min. Sic.*, **100**-102.
- PATANE G., MONTALTO A., IMPOSA S. & MONZA S. (1994). – The role of the regional tectonics, magma pressure and gravitational spreading in earthquakes of the eastern sector of Mount Etna Volcano (Italy). – *J. Volc. Geotherm. Res.*, **61**, 253-266.
- PRICE N.J. (1968). – Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. – Pergamon press, Londres.
- RAMBERG H. (1981). – Gravity, deformation and the Earth crust. – Academic Press, Londres, 452 pp.

- SAVAGE W.Z. & SWOLFS H.S. (1986). – Tectonic and gravitational stress in long symmetric ridges and valleys. – *J. Geophys. Res.*, **91**, B3, 3677-3685.
- VAN WYK DE VRIES B. & MERLE O. (1996). – The effect of volcanic constructs on rift fault patterns. – *Geology*, **24**, 643-646.
- VENDEVILLE B., COBBOLD P.R., DAVY P., BRUN J.P. & CHOUKROUNE P. (1987). – Physical models of extensional tectonics at various scales. In : M.P. COWARD, M.F. DEWEY & P.L. HANCOCK Eds, Continental extensional tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **28**, 95-107.
- WEIJERMARS R., JACKSON M.P.A. & VENDEVILLE B. (1993). – Rheological and tectonic modelling of salt province. – *Tectonophysics*, **217**, 143-174.