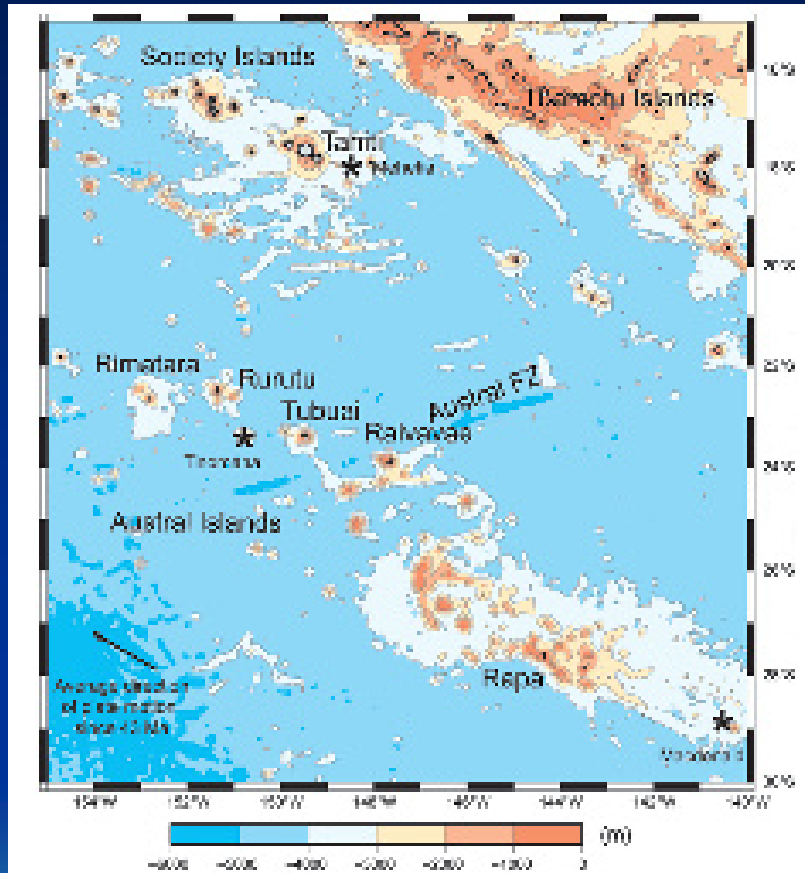
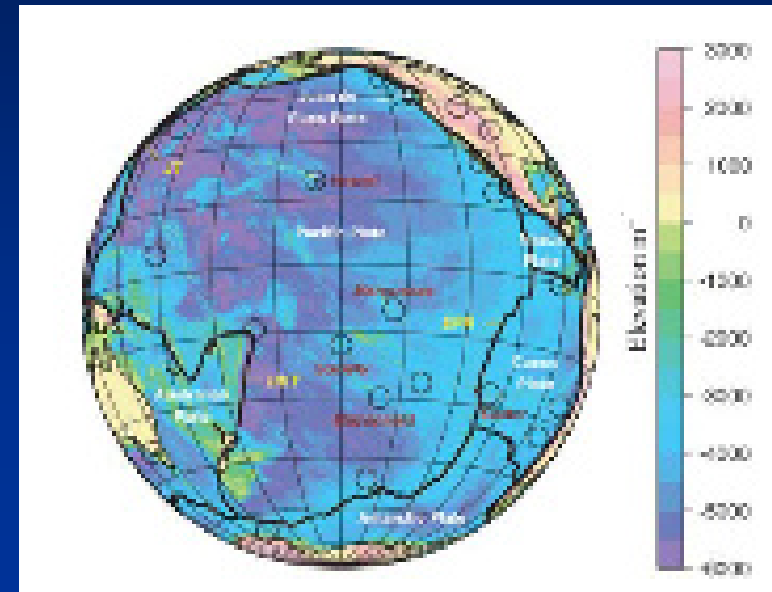


Déformations crustales de l'île de Tahiti

Subsidence et érosion



Carte bathymétrique



Lydie Sichoix
Dr. Géophysique interne
Labo GEPASUD - UPF

Phénomènes de subsidence et érosion

Ordres de grandeur des différentes contributions théoriques de subsidence

| Contributions | Taux (mm/an) | Taux (m/Ma) | Références |
|--|-----------------|----------------|---------------------------|
| Refroidissement lithosphérique par conduction thermique | -0,001 à - 0,01 | -1 à -10 | Parsons et Sclater (1977) |
| Propriété visco-élastique de la lithosphère et dépendance en fonction du temps de relaxation de Maxwell (entre 10 ka et 10 Ma) | - 5 à - 0,1 | - 5000 à - 100 | Watts et Zhong (2000) |

* Phénomènes locaux tels le tassement des sols

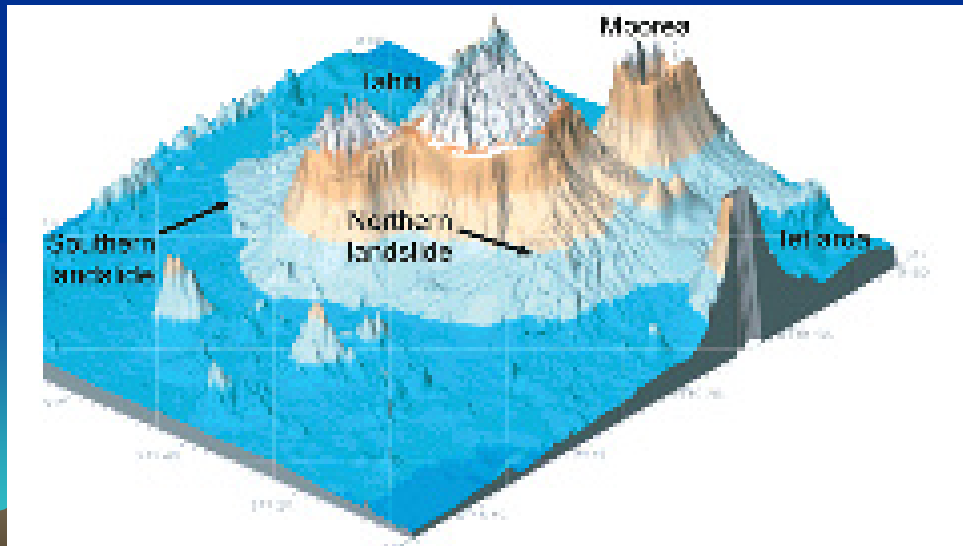
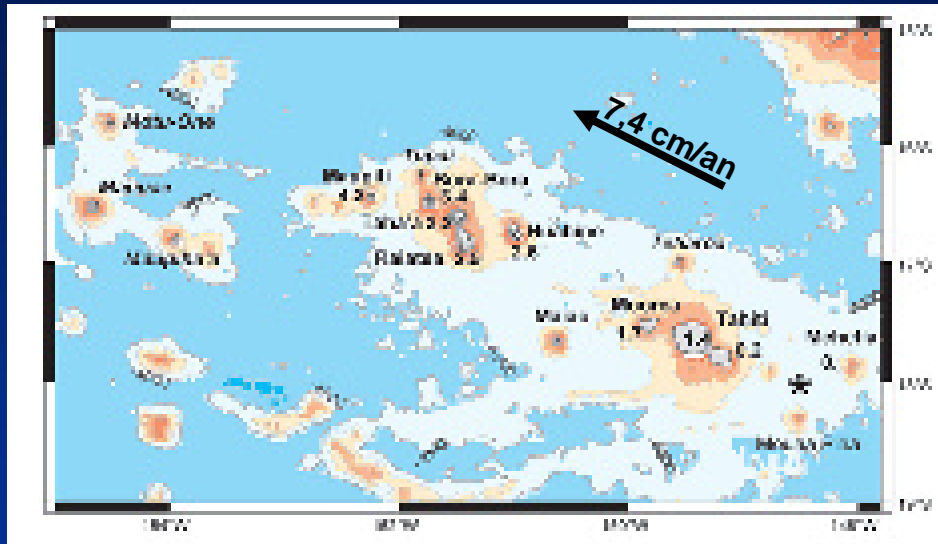
Ordres de grandeur des processus d'érosion

| | |
|---|---|
| Glissements de terrain de grande envergure | 0,01 à X 100 km ³ |
| Glissements de terrain de montagne | X 10 m ³ à X 10 000 m ³ |
| Erosion mécanique et altération chimique des bassins versants | 0,1 à 5 mm/an |

Réajustement ou rebond isostatique dû à l'érosion

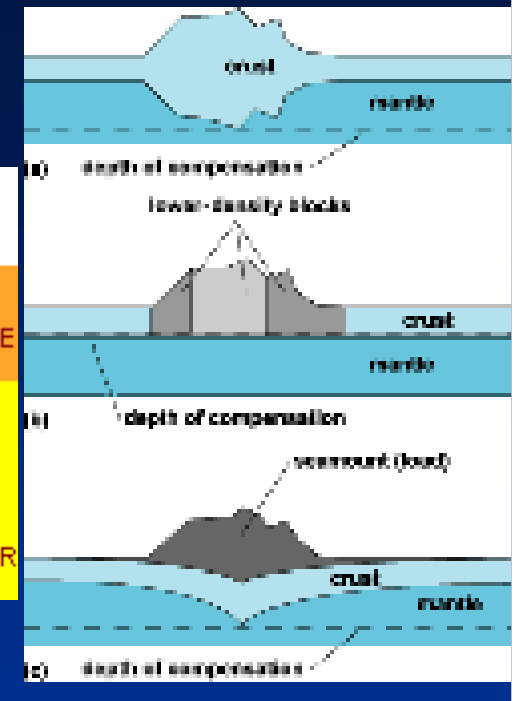
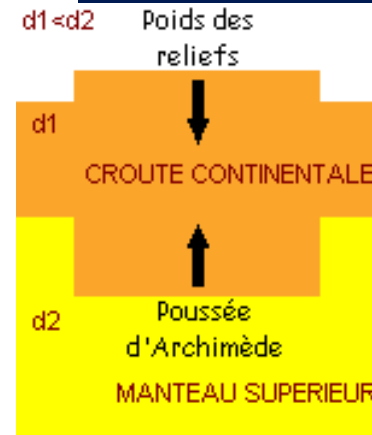
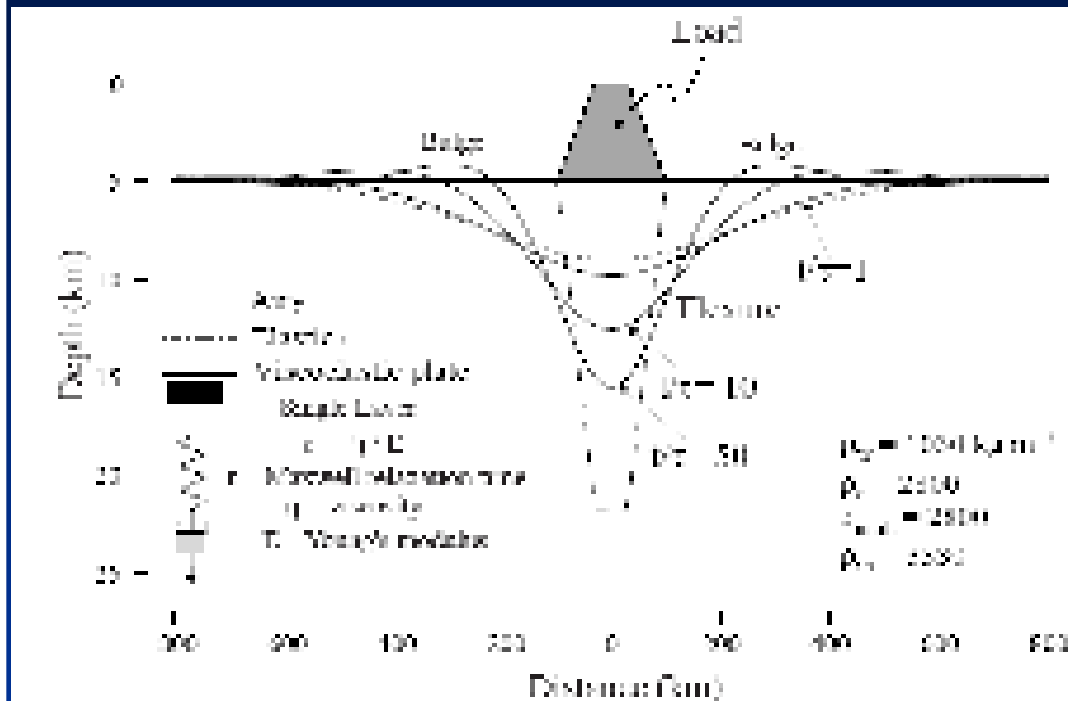
1 mm érodé correspond à environ 0,20 à 1 mm de perte en altitude suivant le modèle viscoélastique

Contexte géologique de Tahiti

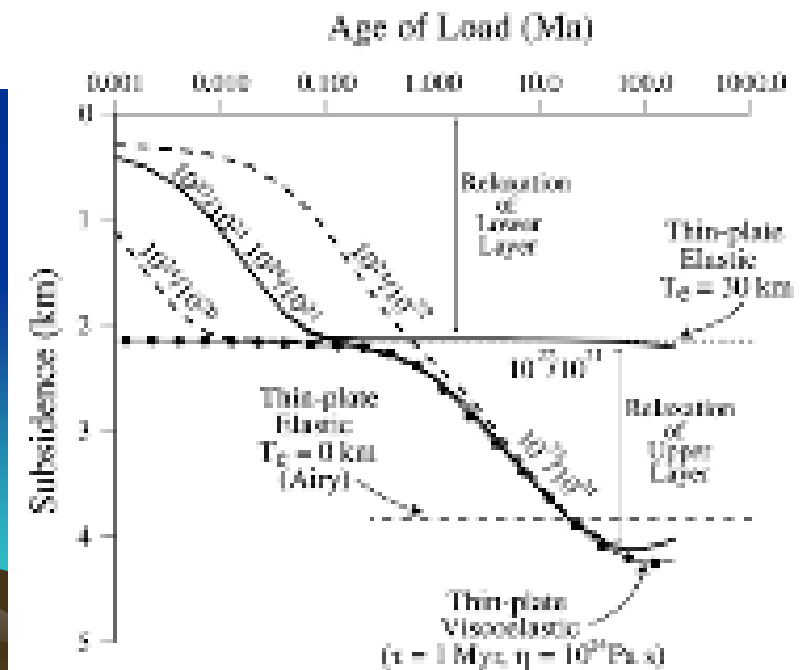


- Alignement de point chaud
- Composée de 2 volcans boucliers inactifs (T. Nui et Iti)
- Partie aérienne 0,2 Ma à 1,4 Ma
- Partie sous-marine plus âgée
- Hauteur maxi de l'édifice ~6000 m
- Réunion et Hawaii actives : ~7000 m

Subsidence



Modèle de flexure de plaque visco-élastique sous l'effet d'un chargement volcanique



Mouvement vertical des îles volcaniques du Pacifique

| Îles | Taux (mm/an) | Techniques de mesure/Méthodes | Références |
|---------------------|--------------|---|---|
| HAWAII | - 2,6 ± 0,4 | Datations radiométriques de récif corallien | Moore et al. (GSAB, 1992) |
| LANAI | + 0,2 | Datations radiométriques de dépôts coralliens Modélisation du mouvement | Moore et al. (JGR, 1996) Watts et Zhong (GJI, 2000) Zhong et Watts (EPSL, 2002) |
| LANAI | -0,4 à + 0,1 | Datations radiométriques de dépôts coralliens | Webster et al. (MG et IJES, 2006) |
| TAHITI | - 0,25 | Stratigraphie des récifs coralliens Datations radiométriques de basaltes aériens | Bard et al. (Nature, 1996) Le Roy I. (thèse, 1994) |
| TAHITI (OGT) | - 10 à -5 | GPS DORIS | Dong et al. (JGR, 2002) Voir solutions DORIS de CLS/IDS |
| TAHITI (côte est) | ~ +1 | Nivellement | Service de l'urbanisme (mesures de 1966 et 2001) |
| TAHITI (côte ouest) | ?? | Nivellement | Service de l'urbanisme (mesures de 1966 et 2001) |
| Îles | Niveau en mm | Méthodes | Références |
| TAHITI (OGT) | ~ - 1,4 | GPS (1998-2008) | Gepasud (A. Fadil, 2008) |

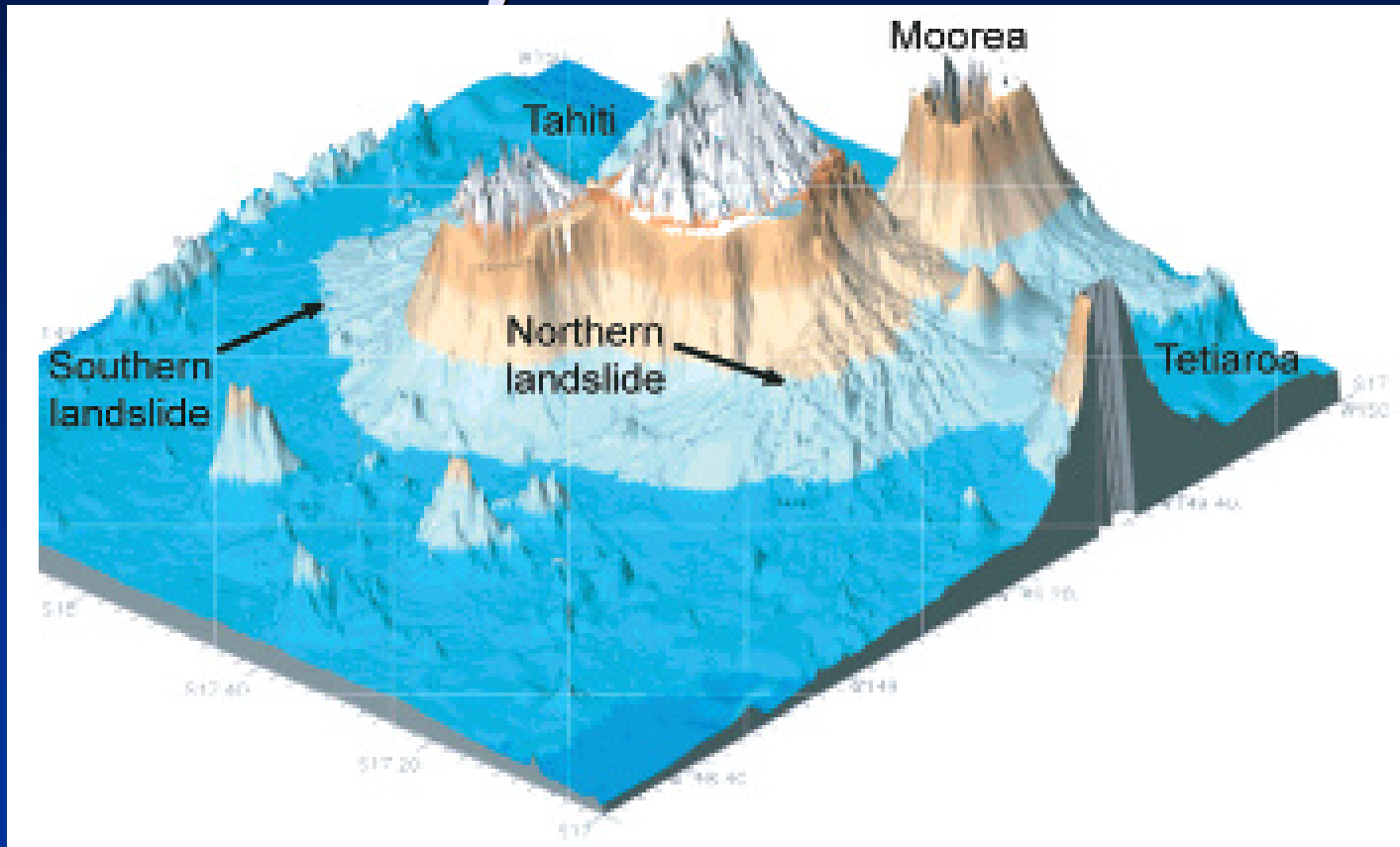
Quelques observations caractérisant les processus érosifs à Tahiti et à la Réunion

| Îles | Ordres de grandeur | Observations | Références |
|---------|---|--|---|
| TAHITI | Quelques 100 km³ | Volume estimé des glissements de terrain des flancs nord et sud de l'île à partir de la bathymétrie des dépôts d'avalanche de débris | Clouard et al. (GRL, 2001) Hildenbrand et al. (G3, 2006) |
| TAHITI | 60 à 710 tonnes.km⁻².an⁻¹ | Evaluation des charges annuelles de matières en suspension de bassins versants | Wotling (thèse 1999, rapport, 2000) |
| TAHITI | ~1 cm/an | Vitesse de sédimentation estimée par analyse des archives sédimentaires au cours du dernier siècle (lagon de Papeete) | Harris (thèse, 1998) |
| TAHITI | 1500 à 3400 tonnes.km⁻² | Mesure de la capacité érosive des parcelles cultivées sur une période de 1 mois | Servant (Cahiers de l'Orstom, 1974) |
| REUNION | Quelques 1000 tonnes.km⁻².an⁻¹ | Analyse hydrogéochimique des rivières (altération chimique du basalte et érosion mécanique) | Louvat et Allègre (GCA, 1997) |
| REUNION | 0,5 à 3,5 mm/an | Altération chimique d'1 à 2 ordres de grandeur inférieurs à l'érosion mécanique | Louvat et Allègre (GCA, 1997) |

TAHITI 3000 à 8000 t.km⁻².an⁻¹ Mécanique et chimique

Hildenbrand et al (2008)

Evénements majeurs de déformation à Tahiti



Origines des déstabilisations de flanc

- Activité volcanique
(intrusion dyke; surcharge des pentes)
- Effondrement de caldeira
- Sismicité

-Structure du volcan :
présence de zones de faiblesse

Tahiti et la Réunion

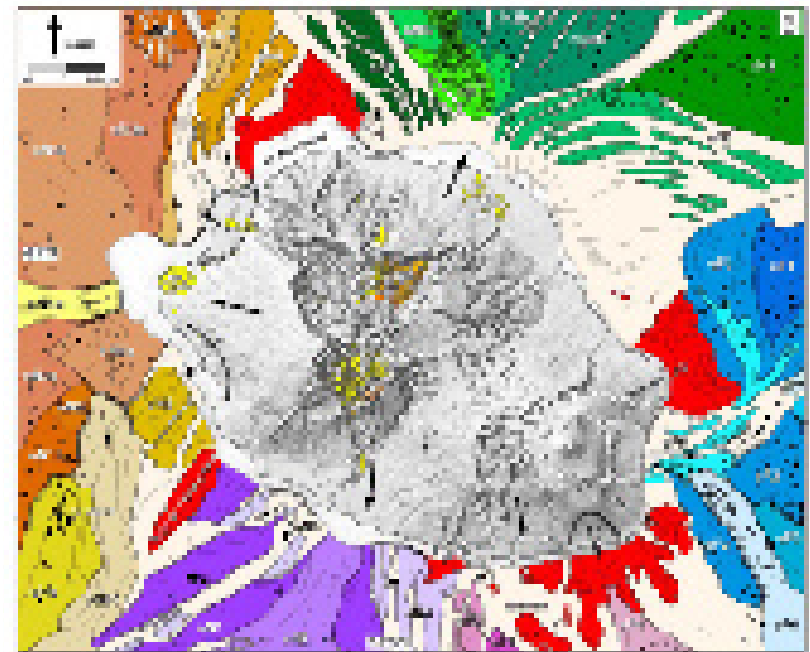
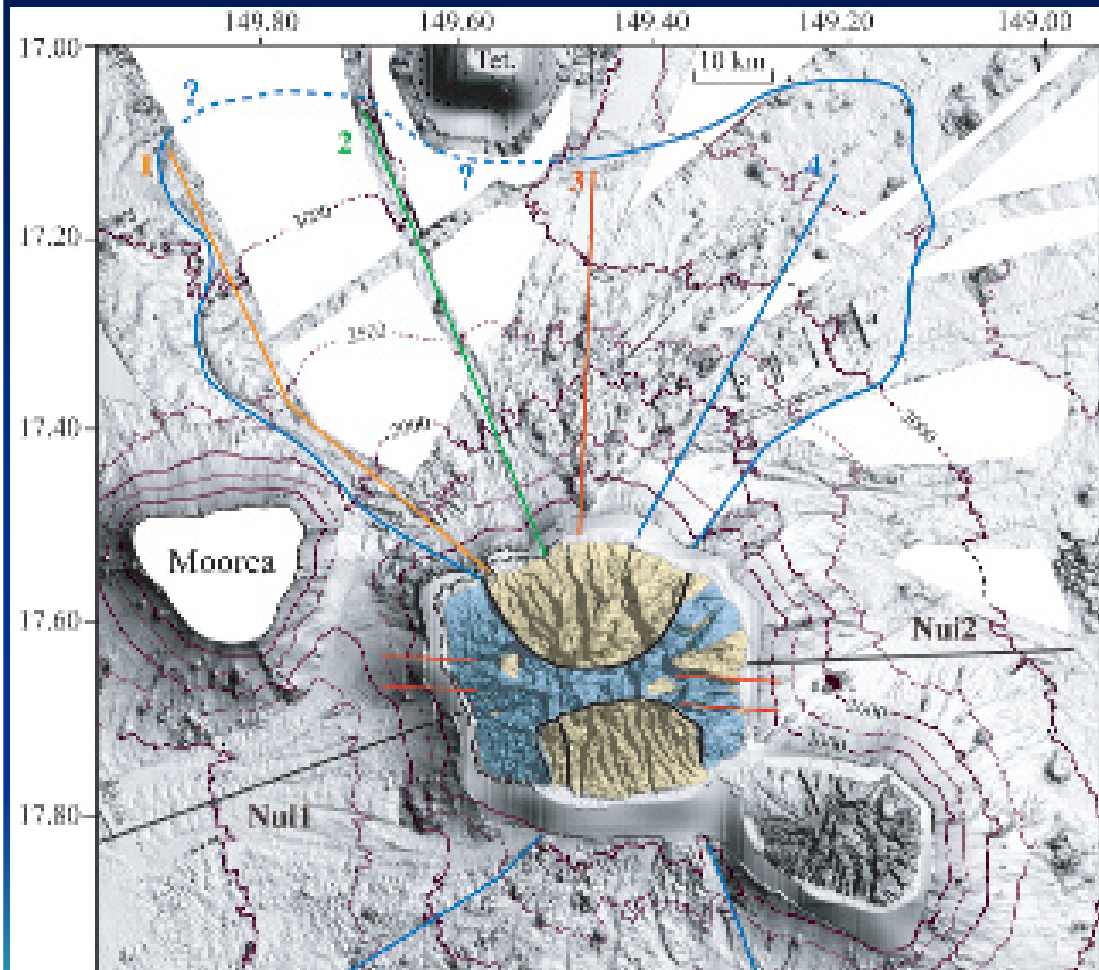


Figure 2-113: Carte géologique des îles de Tahiti et Moorea. Les couleurs indiquent les différentes unités géologiques et leur distribution spatiale. Les zones de failles sont indiquées par des lignes noires. Les zones de failles sont indiquées par des lignes noires. Les zones de failles sont indiquées par des lignes noires. Les zones de failles sont indiquées par des lignes noires.

Déstabilisations de flanc

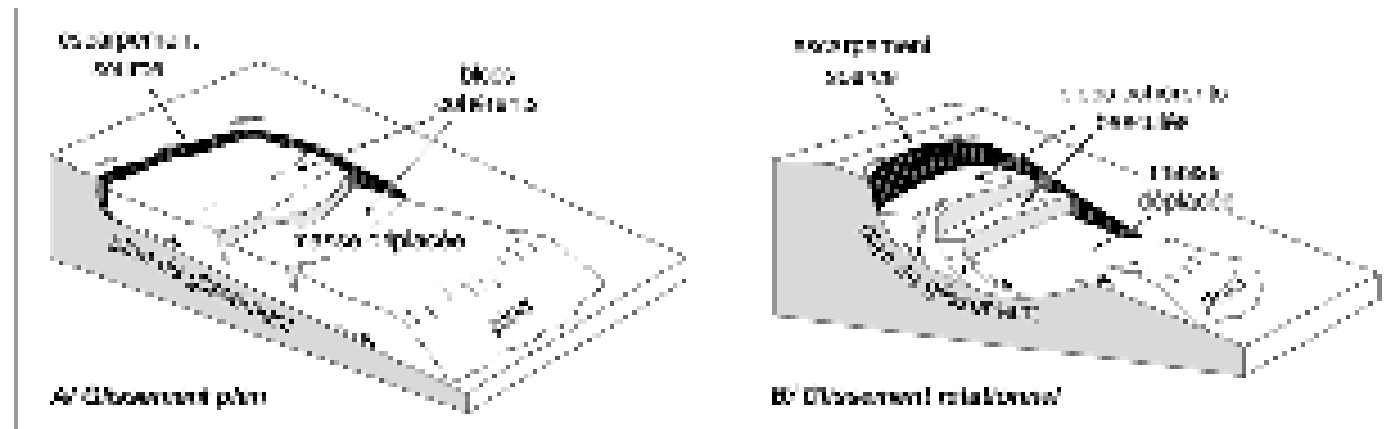


Figure 1-1: Représentation schématisée des deux types de glissements de flanc. Inspiré de Dikau et al. (1996) et Revies (1976). Les glissements de flanc sont définis comme le déplacement, parallèlement, le long d'une surface de rupture, d'un bloc entier ou d'un secteur plus limité d'un édifice volcanique. La surface de rupture est plane dans un glissement plan (A), et est courbe, dans un glissement rotationnel (B). Les glissements gardent la cohérence des blocs impliqués. Ils sont traduits dans un glissement plan, beaucoup dans un glissement rotationnel.

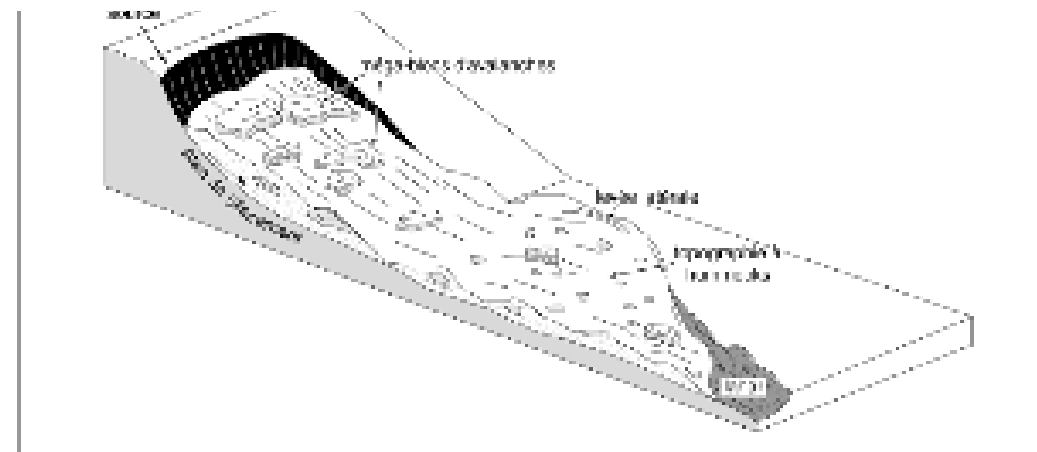
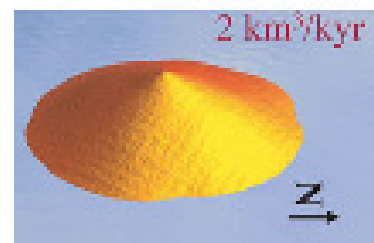
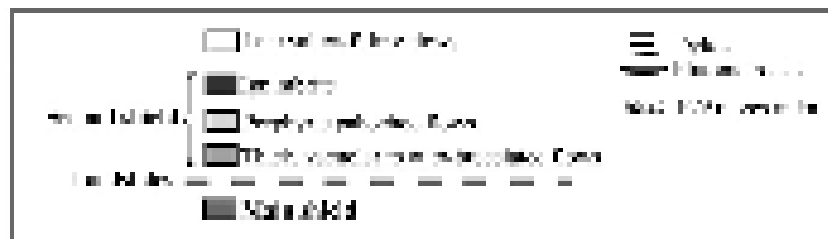
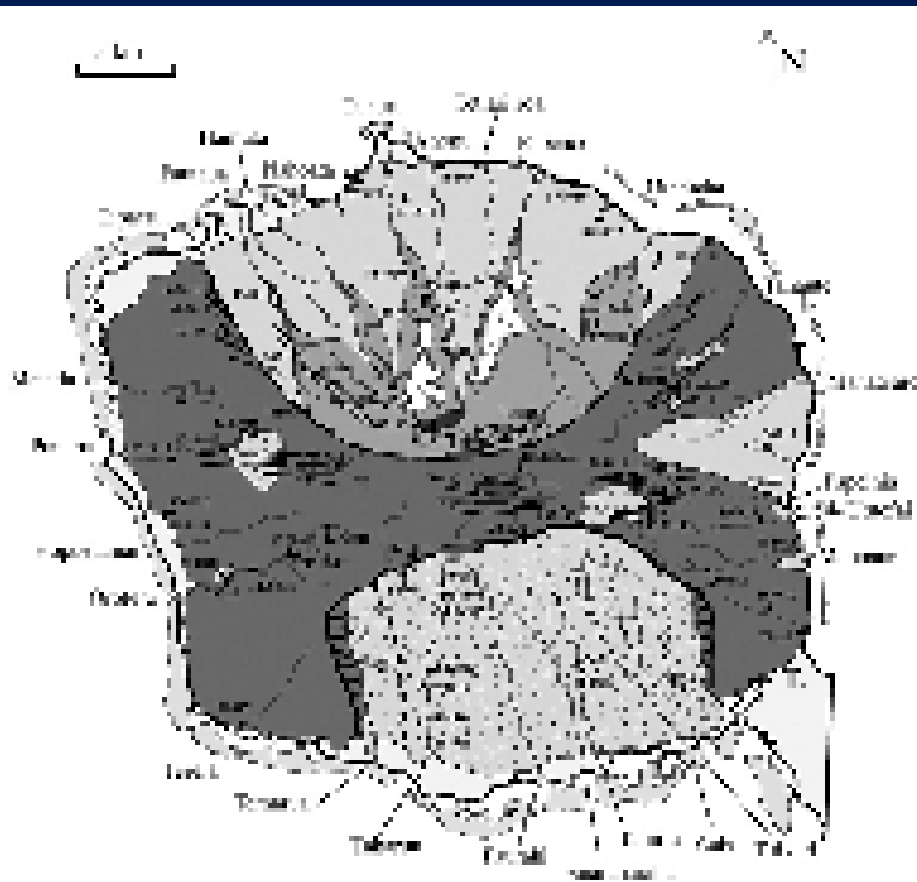
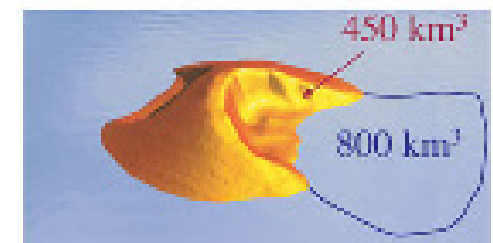


Figure 1-2: Représentation schématisée d'une avalanche de débris. Les avalanches de débris correspondent au déplacement rotationnel rapide d'une masse initialement de roches. Elles peuvent évoluer en coulées de débris ou en lahars secondaires, par addition d'eau au cours de leur progression.

Modèle d'évolution géomorphologique



1,37 Ma - 0,87 Ma



0,87 Ma - 0,85 Ma



0,85 Ma - 0,75 Ma



0,75 Ma - 0,45 Ma

Hildenbrand et al (2004; 2008)

Quelques pas vers la modélisation numérique 3-D d'évolution géomorphologique de bassins versants

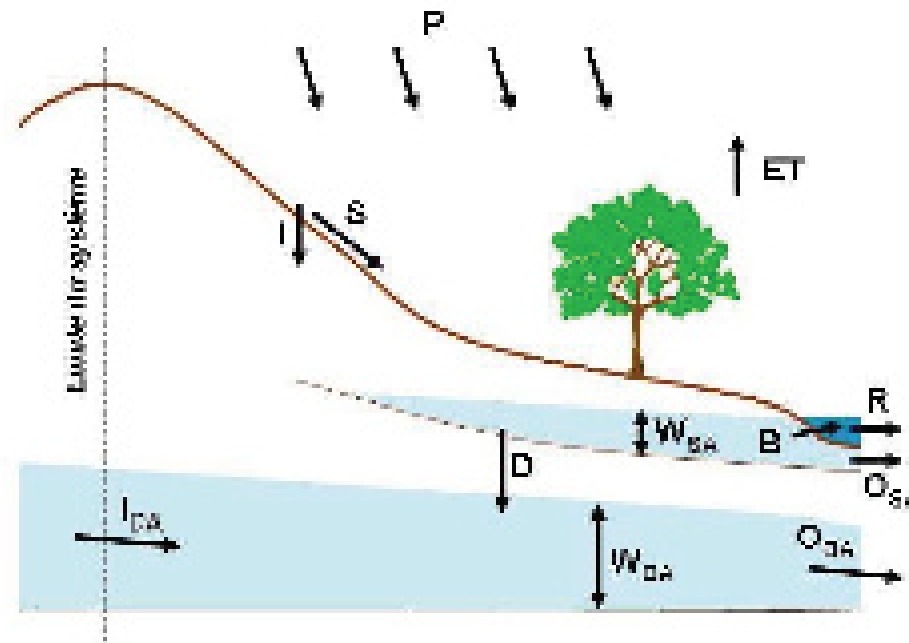


Figure 1.1 Principaux processus hydrologiques au sein d'un bassin versant.

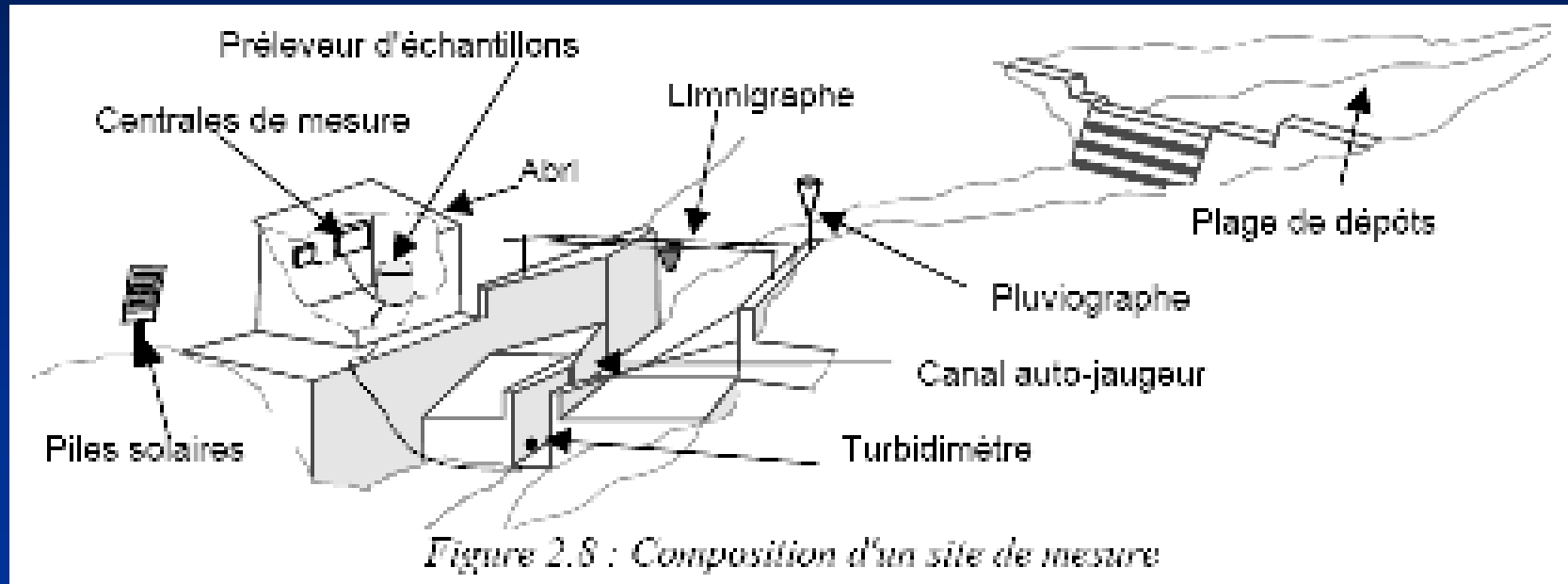
avec P la pluie, ET l'évapotranspiration, I l'infiltration, R le ruissellement latéral (Runoff), S le ruissellement de tronc (Streamflow), D le drainage de nappe ou débit de base (Baseflow), W_{SA} le stock de la nappe superficielle (Shallow Aquifer), D la percolation profonde (Deep percolation), W_{DA} le stock de la nappe profonde (Deep Aquifer), O_{SA} les pertes latérales de la nappe superficielle (Outflows), I_{DA} les apports amont de la nappe profonde (Inflows), O_{DA} les pertes latérales de la nappe profonde.

à l'échelle du bassin: $P = ET + S + I$

(1.1) dans l'aquifère superficiel: $\Delta W_{SA} = I - R - O_{SA} - D$

dans l'aquifère profond: $\Delta W_{DA} = D + I_{DA} - O_{DA}$

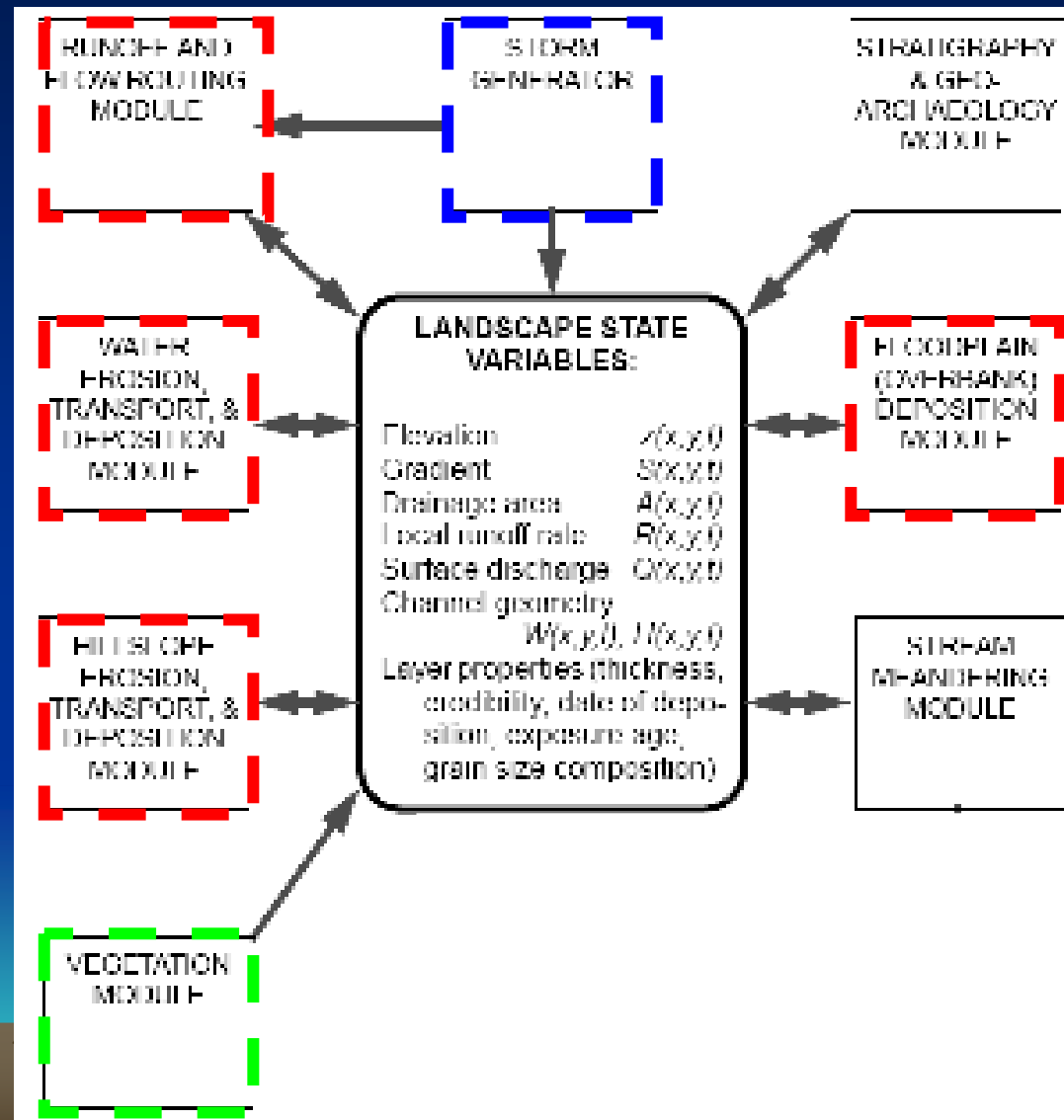
Ex. : Protocole expérimental de mesure de l'érosion mécanique fluviale



Limnigraphe:
Mesure des variations de niveau d'eau

Turbidimètre:
Photométrie des milieux troubles,
lumière infrarouge pour mesure
d'échantillons de MES

Architecture de modèle complexe



Equations physiques de base du modèle APERO de Carretier et Lucazeau (2005)

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q}s + U - \vec{V} \cdot \vec{\nabla} h$$

$$Q = P A$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = E_w - k_w \exp(-M_w C)$$

$$\vec{q}s_{\text{diff}} = -\kappa \vec{\nabla} h$$

$$\vec{q}s_{\text{nl diff}} = -\kappa \frac{\vec{\nabla} h}{1 - \left(\frac{\nabla h}{S_c}\right)^2}$$

$$I = I' * \frac{w}{\Delta x} = K_{br} Q^{m_s} S^{\alpha}$$

$$\vec{Q}s_{al} = \vec{q}s_{al} * w = K_{al} Q^{\alpha} S^{\beta} I$$

Equation de conservation de sédiment et d'eau

h=élévation

qs=flux de sédiment par unité de l par diffusion

U=composante verticale tectonique

V=déplacement horizontal

Q=flux volumique d'eau

P=débit d'eau moyen annuel; A=surface du drainage

Production de sol par altération mécanique

Z=élévation de transition entre le sol
et le substratum

kw=taux d'altération du sol

Erosion des zones pentues par diffusion non linéaire

κ=coefficient de diffusion

Sc=pente critique

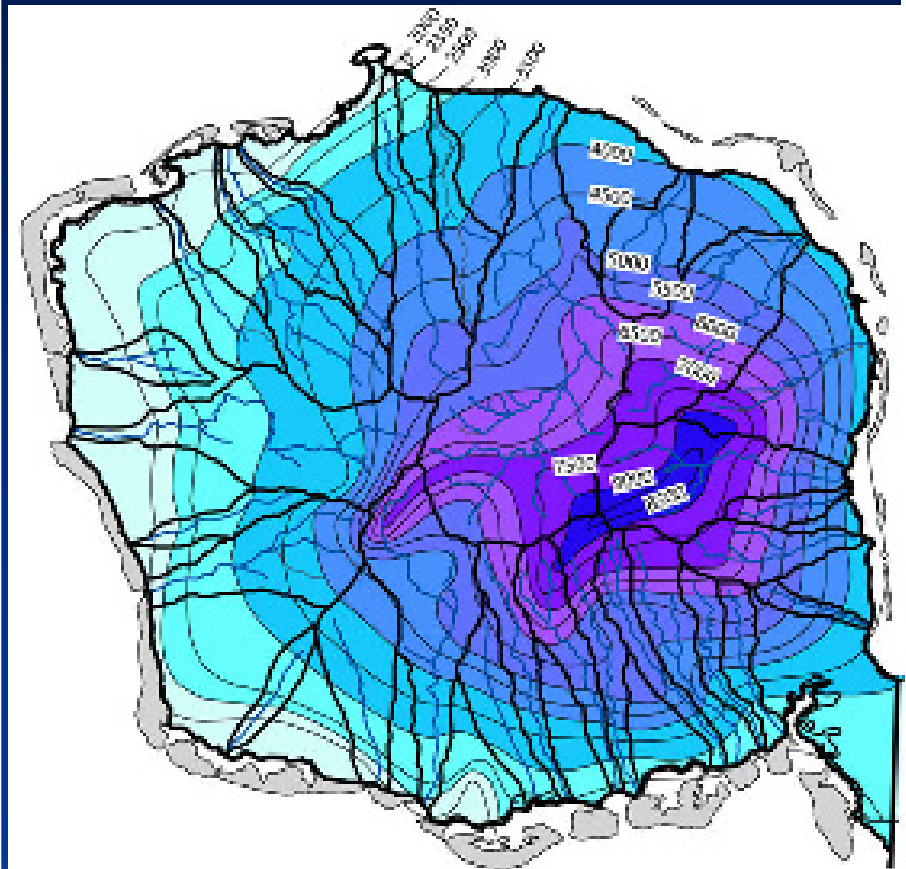
Incision, abrasion du substrat

I=Taux d'incision

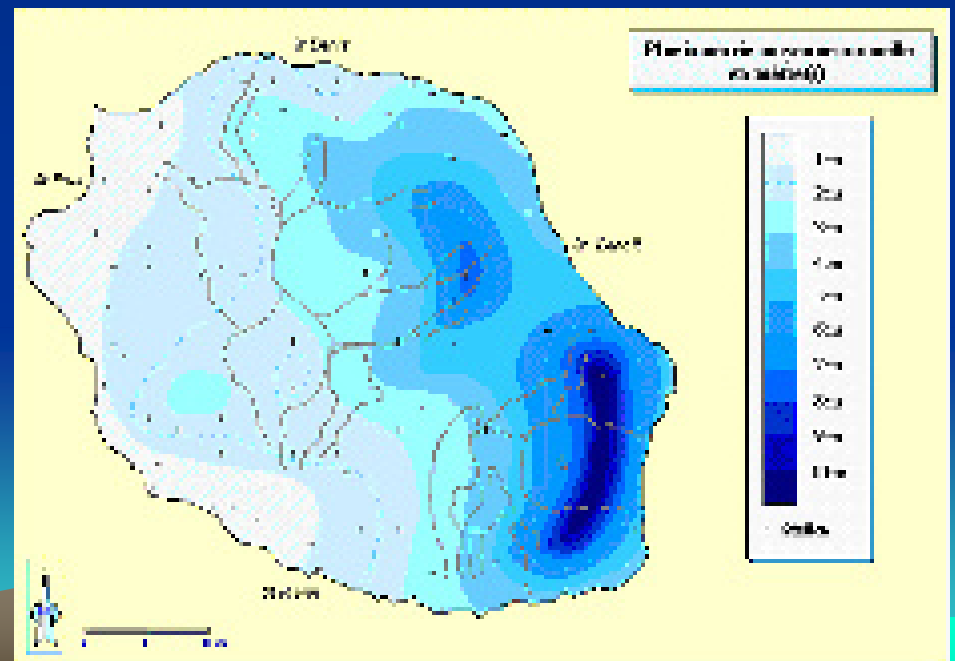
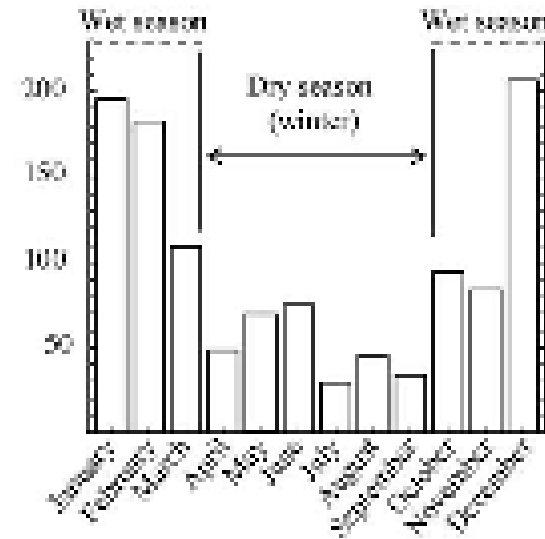
S=pente locale

w=largeur de la rivière

Capacité de transport de sédiment



Rainfall amount (mm)



Etapes de la modélisation

- **Tests du modèle de base physique APERO**
 - Construire le champ de pluie, saisonnalité, climat
- **Rajout de modules (travaux d'une thèse) :**
 - Etudier les effets de précipitations intenses
 - Définir la couche végétal
 - Prendre le type de sols, stratigraphie
- **Calibration et validation des modèles par mesures de terrain...**

Implications sur le comportement visco-élastique de la plaque

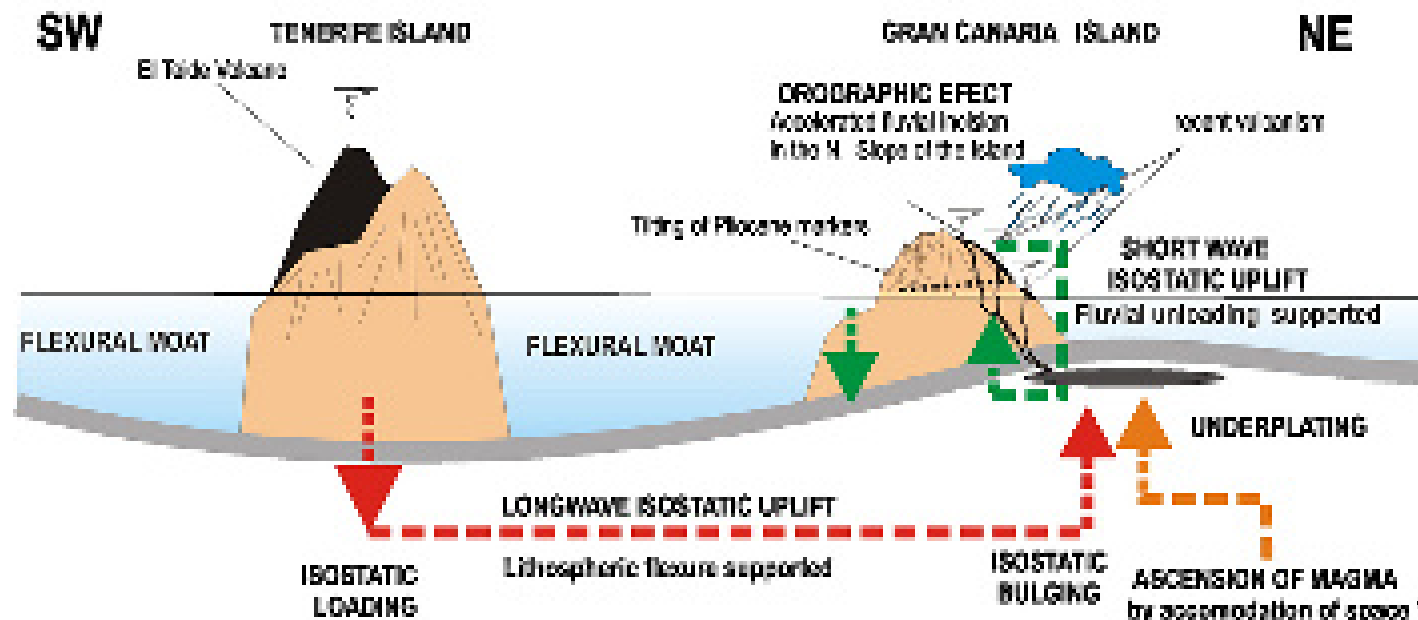
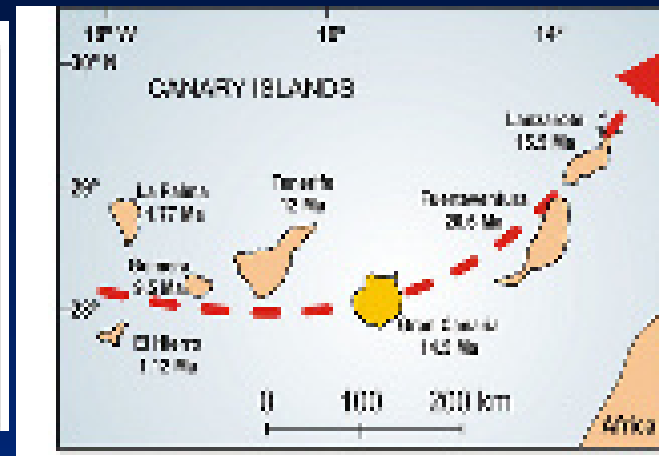
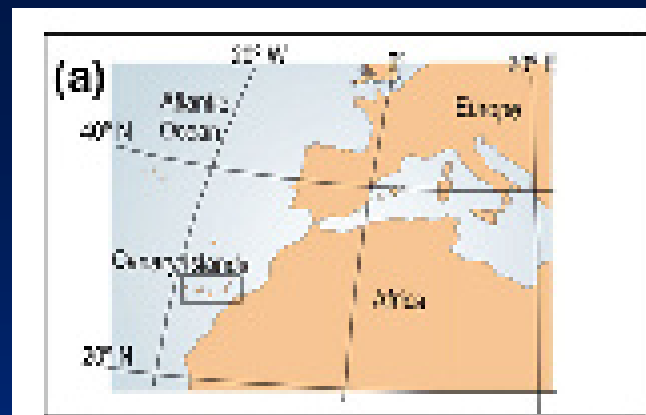
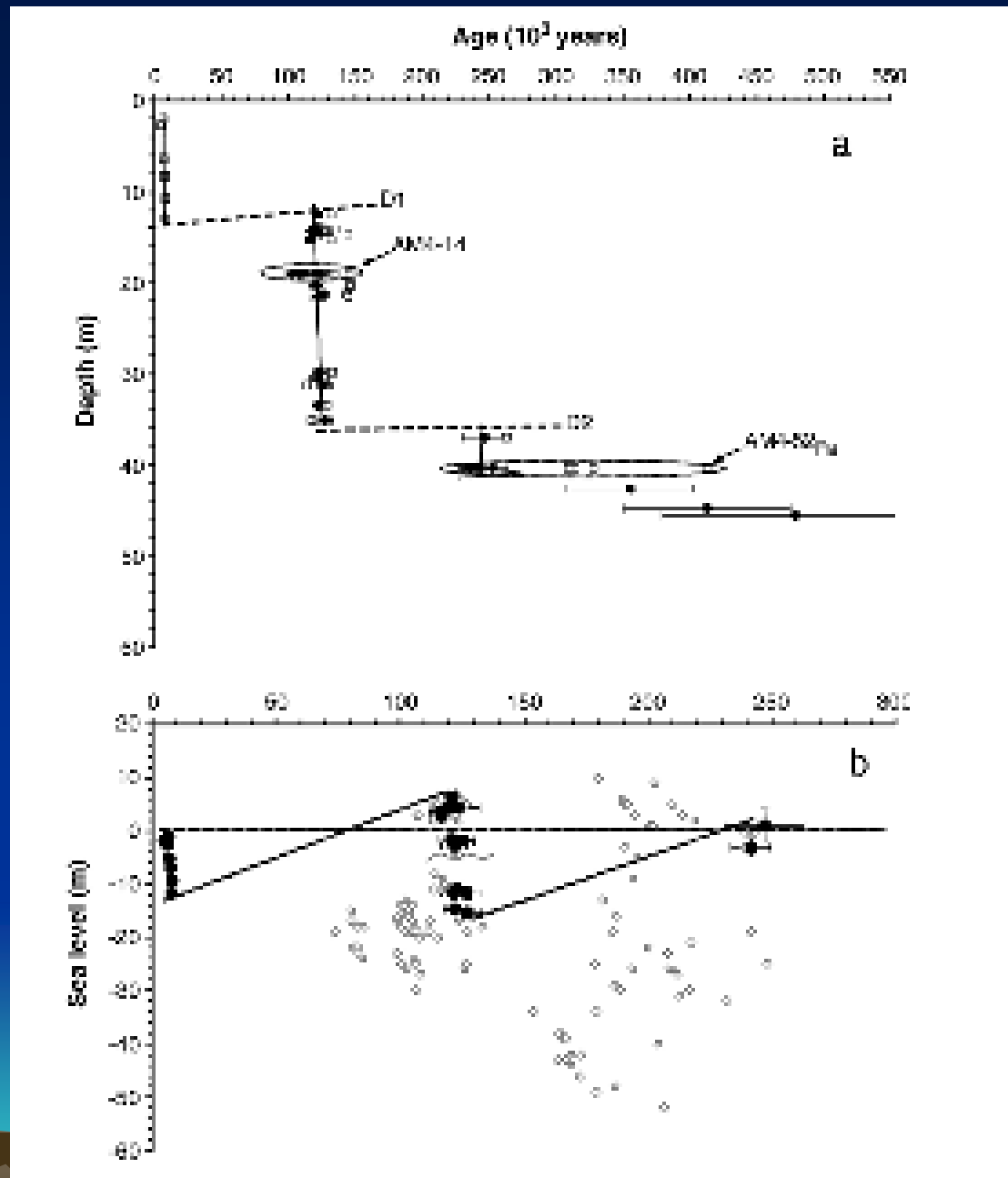


Fig. 9. Sketch illustrating the tectonic and tectonic feedback relationships between volcanic loading, lithospheric flexure, underplating, orographic effect, fluvial unloading and sustained differential uplift after ca. 3.8–3.6 Ma ago. The sketch is based on the evolution of the island of Tenerife as proposed by Wells (2000). The island of Lanzarote (in the 'Strawsonian Stage'), and the island of Gran Canaria evolved in the 'Bejartanian volcanism Stage'. Note the vertical exaggeration in the diagrams.

Datation corallienne en NC



Déformations crustales d'un volcan

- **Mouvements + ou - ponctuels de masse de dimension variable**

Mouvements d terrain, effondrement de caldeiras, glissement géant, avalanche de débris... par instabilité gravitaire
Inflation et déflation des volcans actifs
Affaissement de sols...

- **Mouvements de masse de faible amplitude lents**

Effet du refroidissement thermique de la lithosphère
Effet de la charge volcanique sur la lithosphère
Réajustement isostatique des variations spatio-temporelles de masse

- **Rôle essentiel des discontinuités géologiques structurales**
- **Zoom sur les processus de subsidence et de érosion**