

Une évaluation de la vitesse de l'érosion géochimique à partir de l'étude de dépressions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliniques au Brésil

Heloïsa F. FILIZOLA et René BOULET

Résumé – Dans le Bassin de Taubaté, État de São Paulo, Brésil, l'existence de dépressions fermées comportant des tourbes inactuelles (17 000-12 000 BP), permet d'évaluer la vitesse d'enfoncement de ces dépressions depuis la mise en place des tourbes. Dans les deux cas envisagés, elle varie d'environ 0,12 à 0,23 mm par an.

An evaluation of erosion velocity from study of closed depression on sedimentary kaolinitic rocks in Brazil (Taubaté basin)

Abstract – In the upper middle valley of Paraíba river, State of São Paulo, Brazil, the presence of closed depressions with ancient peat (17,000-12,000 BP) allows evaluation of the depression's deepening rate since peat development. Data from the studied sample show variations from about 0.12 to 0.23 mm/year.

Abridged English Version – Interfluves within the upper middle valley of Paraíba river São Paulo (Brazil) (fig. 1), are dotted with closed depressions (Ruellan, 1943; Ab'Saber *et al.*, 1958; Coltrinari, 1975). Almost 50% of the watershed areas can be occupied by this pseudo-karstic relief. Its origin seems due to a large geochemical export which plays a prominent part in relief formation. However, the bedrock is not prone to intense dissolution being a sedimentary quartz-kaolinic rock. Detailed study of two of the closed depressions near Caçapava allows the authors to evaluate the rate of internal geochemical erosion responsible for the development of those landforms.

Taubaté sedimentary basin, where the study area is located, is tectonically associated with the evolution of Santos Basin (Almeida, 1976), and belongs to the Paraíba graben. Tectonic depression ages from Tertiary to lower Quaternary are given to the sedimentary rock filling. The beds are mainly of fluvial origin, and clayey beds predominate.

Depression D 1 (figs. 2 and 3) shows a nearly flat bottom (80 × 100 m). It is surrounded by convex-concave slopes cut by cols, the deepest one dominating the depression floor by 1.7 m. The pedological cover (fig. 4) is thicker at the top, red (2.5 YR), clayey-sandy and oxisol-type. Under the soil a 30 cm-thick transition appears over white claystone with violet centimetrical volumes. Lateral variations are gradual, the soil colour becoming light yellowish-brown (10 YR) downhill. Towards the footslope, a grey 30 cm-thick horizon, richer in organic matter than the surrounding volumes, appears within a strong brown (7.5 YR) volume.

The grey-brown horizon becomes thicker and darker downwards where black, peat-like volumes appear. Inside this darker horizon thin black peat is found downslope. The lateral extension of this peat is only 10 m wide on the present transect. Downslope the peat finishes abruptly, leaving little black volumes less and less numerous that disappear completely after 4 m. Sony depression, in contrast to D 1, is permanently flooded and peat is found to cover the bottom (fig. 5).

Note présentée par Georges PÉDRO.

0764-4450/93/03160693 \$ 2.00 © Académie des Sciences

29 AVRIL 1994

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39 534 ex. 1

Cote : B

The continuity of the organic volumes indicates a primary peat horizon. Formerly located uphill in well-drained environment the peat mineralized when the depression grew downward. The relict volume indicates the disappearance of the peat horizon downhill. Through piezometric studies it was found that depression D 1 is submitted to alternate ill- and well-draining conditions according to the pluvial regime. By comparison with Sony depression, it seems to indicate that the disappearance of peat in the centre of D 1 results from alternance of ill- and well-draining conditions. Radiometric data of peat and its degrading horizons shows that they are ancient, even where current conditions would be wet enough for new peat formation. The paleopeat developed between $\pm 17,000$ and $\pm 12,000$ years BP so it may be considered a chronological point of reference to evaluate the depression deepening rate, from the peat's age and the difference in altitude between the relict top of the peat and the bottom of the depression's (fig. 6). This rate is highly variable: for D 1, the calculated mean rate is ≈ 0.23 mm/year while in Sony it is about half that.

I. INTRODUCTION. — Les modelés sur roches sédimentaires de la partie centrale du bassin de Taubaté, situé dans l'État de São Paulo, Brésil (fig. 1), sont parsemés de nombreuses dépressions fermées (Ruellan, 1943; Ab'Saber *et al.*, 1958; Coltrinari, 1975), dont les bassins versants peuvent couvrir jusqu'à 50 % de la surface d'un interfluve. Par ailleurs, de nombreuses têtes de vallée présentent une morphologie de dépression quasi circulaire, mais drainée par un exutoire. Ce relief pseudo-karstique correspond à une exportation géochimique considérable, qui joue un rôle majeur dans la formation du modelé, et ceci est d'autant plus surprenant que le substratum est constitué de formations sédimentaires quartzo-kaoliniques. A travers l'étude détaillée de deux de ces dépressions fermées, situées près de Caçapava, nous nous proposons d'évaluer la vitesse de l'érosion



Fig. 1. — Carte de localisation.

Fig. 1. — Localization map.

géochimique interne responsable de leur formation. Les autres problèmes soulevés par ce modèle (origine des dépressions ainsi que leur ouverture) seront envisagés par ailleurs.

Le Bassin de Taubaté, où se situent les dépressions étudiées, appartient au graben du Paraíba dont l'origine est liée à l'évolution du système de rifts continentaux qui bordent le bassin de Santos (Almeida, 1976). Les formations sédimentaires qui combler ce graben appartiennent au Tertiaire et au début du Quaternaire. La formation la plus récente (Formation Pindamonhangaba), qui constitue le substrat des dépressions étudiées, est constituée d'un complexe fluviatile où dominent les sédiments quartzo-kaoliniques fins (argilites), intercalés avec des niveaux plus grossiers (sables, niveaux de galets). L'activité tectonique fut intense durant tout le Tertiaire et a diminué au cours du Quaternaire (Riccomini, 1989; Suguio *et al.*, 1986).

Le climat est de type tropical humide avec une pluviosité moyenne annuelle variant de 1000 à 1500 mm. Les températures moyennes mensuelles varient de 25 à 30° pour les maximums et de 5 à 10° pour les minimums.

II. STRUCTURE DES DÉPRESSIONS FERMÉES. — A. La dépression D1. — La dépression D1 (fig. 2 et 3), située à une altitude approximative de 600 m, présente un fond presque

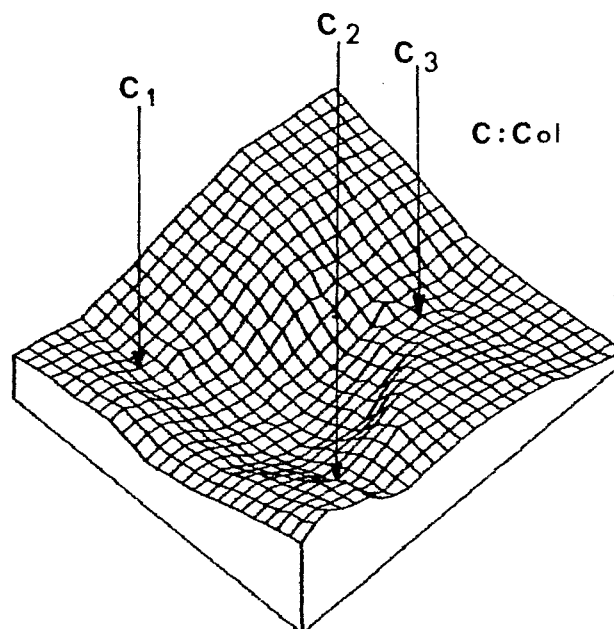


Fig. 2. — Bloc diagramme de la dépression D1.

Fig. 2. — Block diagram of D1 depression.

plat, de forme légèrement allongée (80 × 100 m). Elle est bordée de versants convexo-concaves, dont la pente maximale atteint 16 %. Ces versants sont séparés par des cols d'importance inégale, le plus marqué, C1, dominant le fond de la dépression de 1,70 m.

La couverture pédologique (fig. 4) est épaisse à l'amont, rouge, de type latosolique, argilo-sableuse, microagrégée. Elle passe à sa base, avec une transition de 30 cm, à une argilite blanche à volumes centimétriques violets qui présente de rares niveaux sableux. Sous cette argilite bicolore et en haut de pente, on passe, à partir de 8,5 m à une argilite verte à volumes violets, qui diminuent vers le bas et disparaissent en 1 à 2 m. On a vérifié sur des coupes de route que cette argilite verte, à morphologie de gley, fait partie de la formation Pindamonhangaba et n'est pas liée à la pédogenèse actuelle. Au centre de la dépression, l'argilite verte est atteinte dès 1,5 m de profondeur.

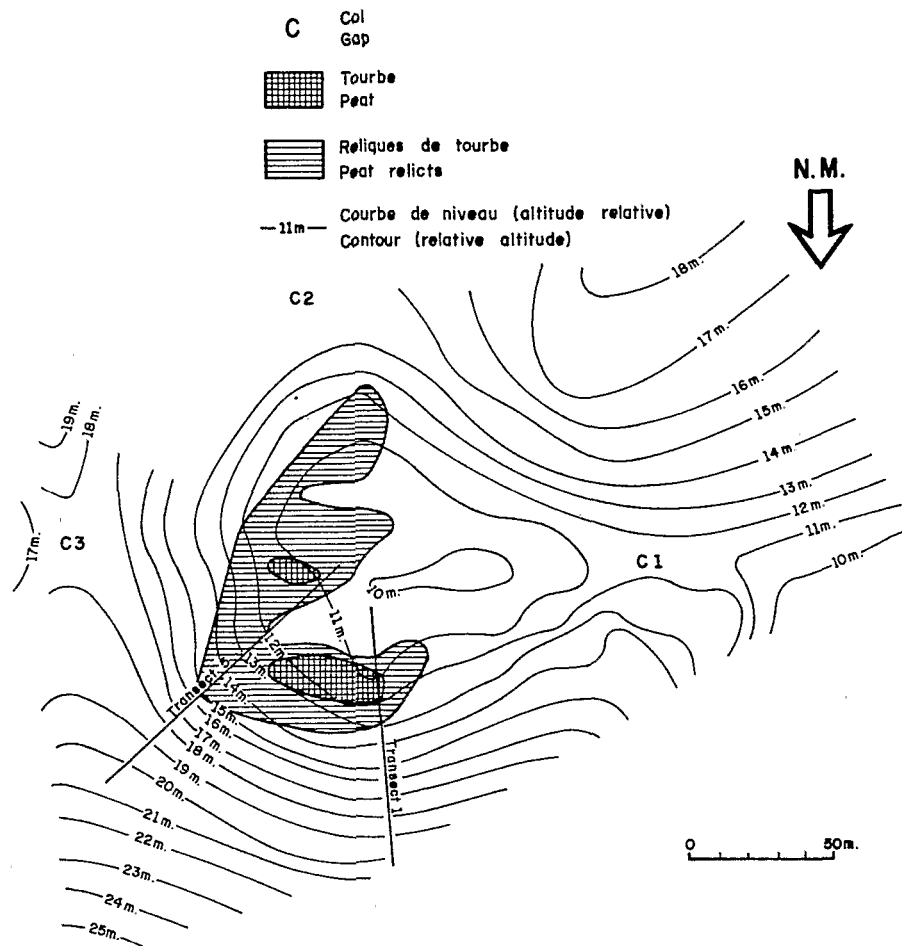


Fig. 3. — Topographie de la dépression D1 et extension de la tourbe et de ses reliques.

Fig. 3. — Topography of D1 depression and extension peat and its relicts.

Les variations latérales (fig. 4) sont celles, classiques, des couvertures latosoliques, avec disparition vers l'aval des teintes rouges qui passent progressivement à une couleur brun clair (10 YR), en même temps qu'apparaissent des taches brun-rouge puis rouges, la texture restant argilo-sableuse. Vers le quart inférieur de pente, on rencontre, à 1,4 m de profondeur, au sein d'un ensemble brun vif (7,5 YR), bien drainé, un horizon grisâtre, plus riche en matière organique que ses encadrants, épais d'une trentaine de centimètres, devenant de plus en plus foncé et s'épaississant vers l'aval, en même temps qu'apparaissent des volumes noirs d'aspect tourbeux. Environ 6 m plus à l'aval, apparaît, au milieu de cet horizon sombre, une tourbe fine noire. L'extension latérale de cette tourbe n'est que d'une dizaine de mètres sur le transect considéré. En effet, elle s'achève abruptement en tant qu'horizon continu, en direction du centre de la dépression. Elle persiste, sous forme de volumes isolés, de moins en moins noirs et nombreux, sur environ 4 m, pour disparaître complètement ensuite.

B. La dépression Sony. — La dépression Sony diffère de la précédente par le fait qu'elle est submergée par l'eau de façon permanente.

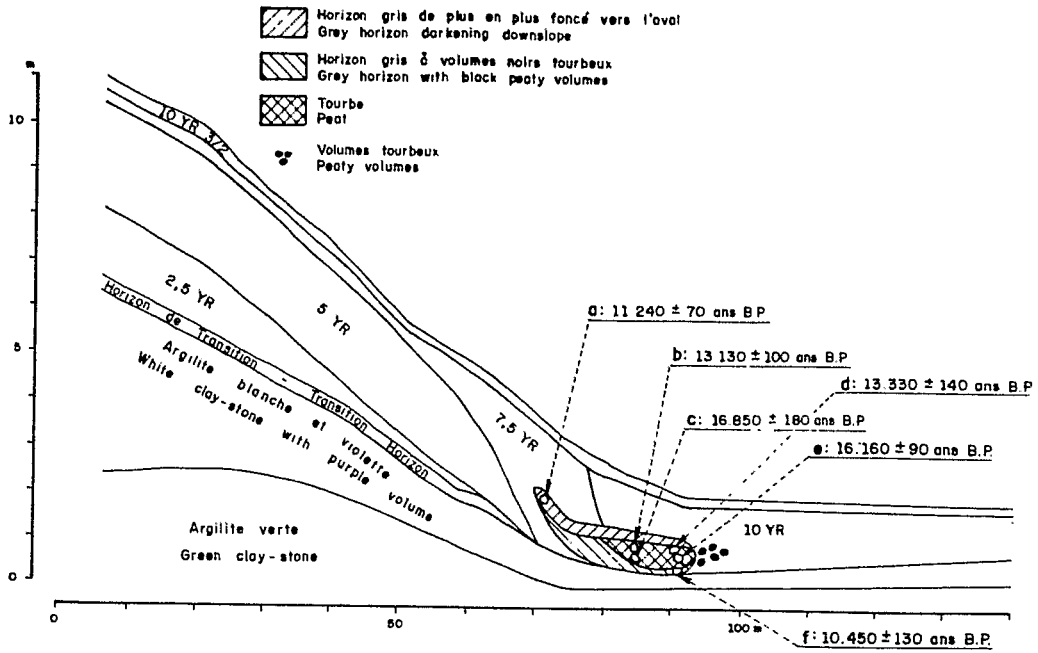


Fig. 4. - Dépression D1-Transect 1 et localisation des datations.
 Fig. 4. - Depression D1-Section 1 and localization of radiocarbon analysis data.

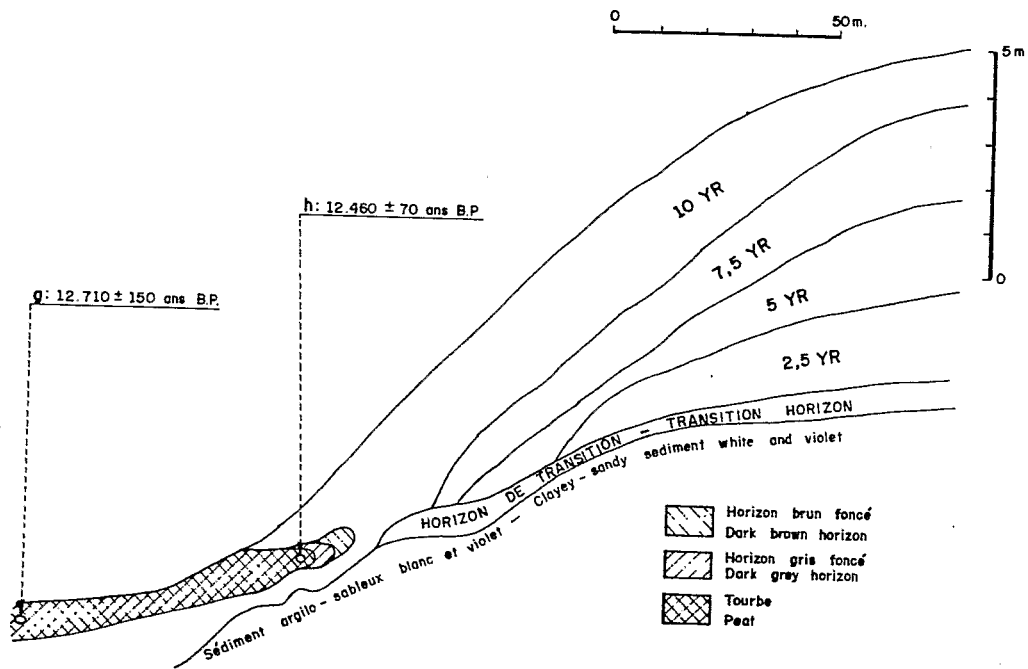


Fig. 5. - Coupe d'un versant de la dépression Sony et localisation des datations.
 Fig. 5. - Transect in Sony depression and localization of radiocarbon analysis data.

Les versants sont convexo-concaves, leur pente maximum est de 10 %. La couverture pédologique (*fig. 5*) est analogue à celle de la dépression D 1; elle est toutefois plus épaisse et moins rouge. A l'aval du versant, apparaît vers 1,5 m de profondeur, comme en D 1, un horizon plus sombre et plus organique, devenant progressivement plus foncé vers l'aval où il passe à une tourbe fine. Cette tourbe affleure une quinzaine de mètres avant le fond de la dépression. A la différence de D 1, cette tourbe existe, avec une épaisseur inférieure à 1 m, jusqu'au centre de la dépression, sous une lame d'eau atteignant une cinquantaine de centimètres, que l'on a observée à diverses périodes de l'année.

III. ÉVOLUTION DE LA TOURBE ET DES DÉPRESSIONS. — La continuité du volume organique dans chacune des deux dépressions nous indique tout d'abord qu'il s'agit d'une même formation, tourbeuse à l'origine. Par analogie avec les tourbes de bas-fond, on peut admettre qu'elle était initialement sensiblement horizontale. Cette tourbe monte au sein de la couverture du versant et disparaît progressivement par minéralisation. Dans la dépression D 1, elle disparaît également vers l'aval, en laissant des îlots reliques. On a pu constater par l'étude piézométrique que cette dépression présente un drainage latéral interne relativement rapide à travers le col C 1, si bien qu'y alternent des conditions de submersion par l'eau et de sécheresse au gré des séquences pluviales. Dans la dépression Sony (*fig. 5*), qui reste en eau de façon permanente, la tourbe persiste dans toute la zone inondée. Dans ces conditions, on peut penser que la disparition de la tourbe au centre de D 1 est due aux alternances d'engorgement et de bon drainage.

Il est possible, à partir de l'état actuel, de reconstituer l'évolution probable de ces dépressions depuis la mise en place de la tourbe. Cette reconstitution a été faite pour la

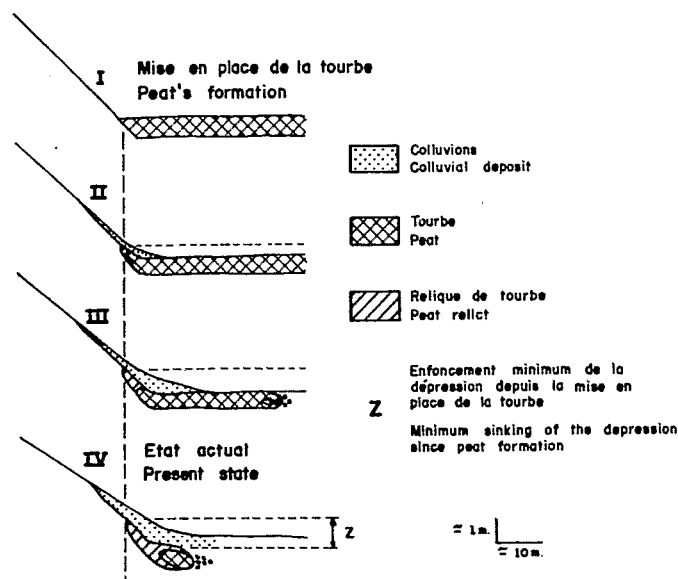


Fig. 6. — Schéma de l'évolution de la dépression D 1 depuis la mise en place de la tourbe.

Fig. 6. — Evolution of D 1 depression since peat formation.

dépression D 1 (*fig. 6*). Au stade I, la dépression était plus étendue qu'actuellement; elle occupait la base des versants actuels au moins jusqu'au niveau de la bordure amont des horizons organiques reliques (*fig. 3*). Cette limite est minimale, car la séquence de dégradation de la tourbe étant très progressive, elle a probablement eu une extension

plus importante dont la trace a disparu. Ceci est d'ailleurs attesté par l'irrégularité de la cote de la limite amont des horizons reliques (*fig. 3*), qui implique une vitesse de disparition variable de la tourbe, si l'on admet que la limite de la tourbe fonctionnelle coïncidait sensiblement avec une isohypse. Cette disparition a même été totale sur la moitié ouest de la dépression. Puis la dépression continue de s'enfoncer en rétrécissant (stades II à IV). La périphérie de la tourbe s'infléchit alors, occupant la base du versant. Ce dernier, dont le niveau de base s'abaisse, subit un colluvionnement qui recouvre la tourbe. La rupture de pente de la tourbe enfouie dans le versant correspond à une diminution de la vitesse d'enfoncement de la dépression. Cette diminution est probablement liée à l'installation du drainage latéral à travers le col C1, ce qui a réduit d'autant le drainage vertical dans le bas-fond, agent de l'enfoncement de la dépression. Une autre hypothèse explicative serait d'admettre l'existence, dans le passé, d'une tourbière de pente, mais ceci aurait nécessité une sortie d'eau dans le versant, ce qui serait en contradiction avec la dynamique hydrique de la couverture latosolique. De plus, le fait que la relique de tourbe amont se trouve actuellement dans un horizon bien drainé, implique que la couverture pédologique soit descendue par suite d'un abaissement de son niveau de base, donc de la dépression.

Les datations au ^{14}C (Beta Analytic) effectuées, aussi bien sur la tourbe que sur ses horizons de dégradation, montrent que cette tourbe est inactuelle, même dans les cas où elle se maintient dans des conditions de submersion favorables à sa formation (dépression Sony). Sa mise en place se situe environ entre 12 000 et 17 000 ans BP. Les échantillons les plus pédogénisés (*a* et *f*, voir *fig. 4*) présentent des âges nettement plus jeunes, ce qui est probablement dû à des apports de carbone récent lors de la minéralisation microbienne. Ceci est particulièrement évident pour la datation « *a* » car, si la dépression, comme c'est probable, s'est enfoncée durant la période de formation de la tourbe, on devrait trouver les âges les plus anciens à l'amont. Cette paléotourbe constitue donc un repère chronologique permettant d'évaluer la vitesse moyenne d'enfoncement des dépressions. On peut en effet estimer cette vitesse à partir de la hauteur maximale des horizons reliques de tourbe au-dessus de la dépression et de l'âge maximal de la tourbe. Cette hauteur est de 3,9 m pour D1 et de 1,5 m pour Sony, avec des âges maximaux respectifs de $16\,850 \pm 180$ ans et de $12\,710 \pm 150$ ans. Les vitesses moyennes d'enfoncement sont ainsi de 0,23 mm/an pour D1 et de 0,12 mm/an pour Sony. Il ne s'agit là que d'approximations car les tourbes, même les mieux conservées, ont subi des transformations pédogénétiques et leur âge apparent est sans doute inférieur à leur âge réel. D'autre part, la tourbe a eu une extension plus grande que celle de ses reliques actuelle et, de ce fait, les hauteurs d'enfoncement mesurées sont inférieures à la réalité.

IV. CONCLUSION. — Les collines de la partie centrale du bassin de Taubaté présentent de très nombreuses dépressions fermées. Celles-ci se forment par exportation verticale de matière en solution. Elles constituent l'équivalent des dolines des régions calcaires. Elles permettent d'isoler la part de l'érosion géochimique interne de celle de l'érosion mécanique superficielle. Cette érosion géochimique apparaît ainsi très importante dans cette région, malgré la nature quartzo-kaolinique des roches-mères.

Le travail en cours montre que la genèse de ces dépressions est liée à la tectonique et qu'elles se forment à l'intersection de failles.

La présence, dans ces dépressions, de tourbes bien localisées dans le temps permet d'évaluer la vitesse d'enfoncement des dépressions depuis la mise en place de ces tourbes.

Cette vitesse est très variable puisqu'elle va du simple au double dans les deux cas présentés.

L'inventaire des dépressions à paléo-tourbe, ainsi que de leur vitesse d'enfoncement durant la phase post-tourbe, constitue un moyen exceptionnel d'étude de l'évolution géochimique d'un modelé, dont l'efficacité apparaît ici comparable à celle de l'évolution par érosion mécanique superficielle, et ceci dans le cadre d'un milieu géochimique *a priori* peu apte à un tel phénomène.

Note remise le 7 décembre 1992, acceptée le 22 janvier 1993.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- A. N. AB'SABER et N. BERNADES. Vale do Paraíba, Serra Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Congr. Intern. de Geogr.*, Rio de Janeiro, 1958. Guia de excursões, n° 4.
- F. F. M. ALMEIDA. The systems of continental bordering of the Santos basin, Brasil. *An. Acad. Bras. Cienc.* (suplemento), 48, 1976, p. 15-26.
- L. COLTRINARI. *Contribuição à geomorfologia da região de Guaratingueta-Aparecida*, I. Geogr./USP, São Paulo. Série tese e monografias, 1975. 156 p.
- C. RICCOMINI. O rift Continental do Sudeste do Brasil. *Tese de Doutorado*, IG/USP, 1989. 256 p.
- F. RUELLAN. A região meridional de Minas Gerais e a evolução do Vale do Paraíba. *Bol. Geogr.*, 1, (8), 1943, p. 95-102.
- K. SUGUIO et J. VESPUCCI. Tectonismo pos-deposicional na bacia de Taubaté. *SP Congr. Bras. de Geol.*, 34, Goiânia. Resumo e breve comunicações, Goiânia, SBG, 1986, p. 139.

H. F. F. : Pontifícia Universidade Católica, PUC, São Paulo, Brasil;

PUC São Paulo Rua Monte Alegre 984,

Depto de Geografia, CEP 0514, São Paulo (SP), Brasil;

R. B. : ORSTOM, Unité de Recherche 1 G,

Analyse Structurale et Géochimie des Formations Supergènes;

U.S.P., Instituto de Geociências, DGG,

CP 20899, CEP 01498, São Paulo (SP) Brasil.