



HAL
open science

Les complexes volcaniques quaternaires de Cappadoce (Göllüdağ et Acıgöl -Turquie): évolutions morphodynamiques, et implications environnementales

Damase Mouralis

► **To cite this version:**

Damase Mouralis. Les complexes volcaniques quaternaires de Cappadoce (Göllüdağ et Acıgöl - Turquie): évolutions morphodynamiques, et implications environnementales. Géographie. Université Paris 12 - Val de Marne, 2003. Français. NNT : 2002PA120000 . tel-04484053

HAL Id: tel-04484053

<https://hal.science/tel-04484053>

Submitted on 29 Feb 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NoDerivatives 4.0 International License

UNIVERSITE PARIS 12 – VAL DE MARNE
UFR des Lettres et Sciences humaines – Département de Géographie
Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591)

Doctorat de Géographie

présenté par

Damase MOURALIS

Les complexes volcaniques quaternaires de Cappadoce

(Göllüdağ et Acıgöl) - Turquie :

évolutions morphodynamiques et implications environnementales

Thèse dirigée par : B. DUMAS (Professeur émérite, Université Paris 12)
et C. KUZUCUOGLU (Directeur de recherche, UMR 8591)

Soutenue le 05 décembre 2003 devant le jury composé de :

B. DUMAS (Université Paris 12)
C. KUZUCUOGLU (CNRS, UMR 8591)
A. GOURGAUD (Université Blaise Pascal)
J-F. PASTRE (CNRS, UMR 8591)
C. ŞENGÖR (Istanbul Technical University)
J-C. THOURET (Université Blaise Pascal)

Sommaire

Remerciements	2
Introduction générale	5
1ère Partie : Le volcanisme de Cappadoce	
Introduction de la 1ère Partie	9
Chapitre 1 : La province volcanique d'Anatolie centrale	13
1.1 – Tectonique des plaques et volcanisme en Anatolie centrale	13
1.2 – Le cadre morphotectonique régional	18
Chapitre 2 : Une région structurée par le volcanisme néogène	22
2.1 – Le substrat non volcanique, antérieur au Néogène	22
2.2 – Les stratovolcans andésitiques néogènes	23
2.3 – Les ignimbrites néogènes	25
Chapitre 3 : Formes et dynamiques du volcanisme quaternaire de Cappadoce	32
3.1 – Les stratovolcans	32
3.2 – Les appareils monogéniques	37
3.3 – Les complexes rhyolitiques	38
3.4 – L'activité volcanique préhistorique et historique	39
Conclusion de la 1ère partie	45
2^{ème} Partie : Les produits volcaniques explosifs quaternaires des complexes rhyolitiques de Cappadoce	
Introduction de la 2e partie	48
Chapitre 4 : Méthodes d'étude et d'analyse des pyroclastites	49
4.1 – Analyses des formations et acquisition des échantillons	49
4.2 – Réalisation d'un référentiel régional	70
4.3 – MNT et représentation spatiale des données	87
Chapitre 5 : Les pyroclastites des complexes rhyolitiques	96
5.1 – Le complexe du Göllüdağ	96
5.2 – Le complexe d'Acıgöl	119
Chapitre 6 : Géochronologie des complexes rhyolitiques quaternaires de Cappadoce	140
6.1 – Etablissement du cadre chronologique	140
6.2 – Le Göllüdağ : un complexe rhyolitique pléistocène moyen	148
6.3 – Acıgöl : un complexe rhyolitique du Pléistocène supérieur	155
Conclusion de la 2e partie	172
3^{ème} partie : Impacts du volcanisme sur les paysages quaternaires	
Introduction de la 3e partie	175
Chapitre 7 : Démantèlement et remblaiement par les activités volcaniques syn-caldeira	176
7.1 – Extensions et volumes des pyroclastites	176
7.2 – Effondrement des parties centrales des complexes	191
7.3 – Caldeiras ou effondrements volcano-tectoniques ?	199
Chapitre 8 : L'activité post-caldeira : des impacts plus modestes	206
8.1 – Les appareils monogéniques	206
8.2 – Modalités de mise en place des dômes	217
8.3 – Gîtologie de l'obsidienne	227
Chapitre 9 : L'évolution des paysages post-volcaniques et les peuplements préhistoriques	233
9.1 – Erosion des édifices volcaniques	233
9.2 – Remblaiement des dépressions	242
9.3 – Le « Dere 3 » de Kaletepe : ancienneté de l'exploitation des laves du Göllüdağ par l'homme préhistorique	252
Conclusion de la troisième partie	264
Conclusion générale	266
Bibliographie	271
Annexes	283
Table des illustrations	294
Table des matières	298
Abstract	303
Résumé	304

Remerciements

Au terme de ce travail, j'ai plaisir à adresser mes remerciements les plus chaleureux à tous ceux qui m'ont aidé et encouragé.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à C. Kuzucuoğlu et B. Dumas qui ont accepté de co-diriger cette thèse. Tout au long de ce travail de recherche, j'ai bénéficié des encouragements de C. Kuzucuoğlu (CNRS, UMR 8591). J'ai grandement profité de sa connaissance de la Turquie en général et de la Cappadoce en particulier. Son aide m'a permis de me familiariser relativement vite avec le terrain et de dégager rapidement les différentes problématiques. Les nombreuses discussions menées sous le soleil de Cappadoce au pied des coupes ou au Laboratoire ont été extrêmement fructueuses. En outre, le manuscrit de ce travail a grandement profité de la relecture rigoureuse de C. Kuzucuoğlu.

Je remercie B. Dumas (Université Paris 12) de m'avoir encouragé à poursuivre sur la voie de la recherche, alors qu'à l'issue du DEA, je m'apprêtais à suivre d'autres chemins. Nos nombreuses discussions m'ont permis de prendre du recul par rapport aux particularités du domaine volcanique et de replacer mes observations dans le cadre plus large de la morphologie. B. Dumas a accepté de passer une partie du mois de juillet 2000 en Cappadoce. B. Dumas a également corrigé l'ensemble du manuscrit de cette thèse.

Je tiens également à associer à ces remerciements J.-F. Pastre (CNRS, UMR 8591). Ce travail doit beaucoup aux discussions menées sur le terrain et au Laboratoire. J'ai bénéficié de son enthousiasme à partager sa connaissance des environnements en domaine volcanique. J.-F. Pastre m'a permis de me familiariser avec les coupes et avec la stratigraphie propre aux environnements volcaniques. Au Laboratoire, j'ai apprécié sa très grande disponibilité : il m'a autorisé à ouvrir la porte de son bureau dès qu'un problème se posait.

Mes remerciements les plus chaleureux s'adressent également à A. Türkecan (MTA, Genel Müdürlüğü, Ankara), sans qui ce travail n'aurait pas été possible. A. Türkecan m'a fait profiter de sa très grande connaissance de la Province volcanique d'Anatolie centrale. En particulier, tout au long de nos missions en commun, j'ai bénéficié de sa connaissance du volcanisme tertiaire, qui m'a permis de relier mes observations sur les morphologies et les structures quaternaires au volcanisme antérieur. Grâce à A. Türkecan, j'ai bénéficié de l'infrastructure du MTA, sur le terrain, comme à Ankara. Ainsi, les analyses géochimiques XRF ont été réalisées au MTA. A. Türkecan m'a ouvert les portes de sa bibliothèque, et m'a permis de prendre connaissance de l'abondante bibliographie en langue turque sur le volcanisme de la Province d'Anatolie centrale.

Sur le terrain, j'ai également bénéficié du soutien de la Mission archéologique française d'Anatolie Centrale, avec qui j'ai mené une collaboration sur les obsidiennes du Göllüdağ et qui m'a hébergé à plusieurs reprises au cours des mois de septembre 2000, 2001 et 2002. Je tiens à remercier très chaleureusement les deux directeurs, N. Balkan-Atlı (Université d'Istanbul) et D. Binder (CEPAM, UMR6130), ainsi que tous les membres de la mission, pour l'accueil extrêmement chaleureux qu'ils m'ont réservé. Je remercie L. Slimak (MMSH, Aix-en-Provence) pour m'avoir fait partager son enthousiasme pour les artefacts paléolithiques de la fouille du « Dere 3 ».

Je remercie N. Roberts (Université de Plymouth) et M. Karabıyıkuođlu (MTA, Genel Mıdırlıđı, Ankara) pour l'accueil qu'ils m'ont rıservıe lors du sondage du maar de Nargölü. Je remercie ıgalement N. Roberts pour m'avoir accueilli ı deux reprises ı l'Universitıe de Plymouth, et m'avoir permis d'ıchantillonner les carottes des maars d'Eski Acıgöl et de Nargölü. J'associe ıgalement ı ces remerciements les autres membres de l'ıquipe, et notamment M. Jones (Plymouth University) et W. J. Eastwood (University of Birmingham). Je suis extrımelement reconnaissant ı M. Jones de l'accueil qu'il m'a rıservıe lors de mes sıjours ı Plymouth, et de l'hıbergement qu'il m'a fourni.

Mes remerciements vont ıgalement ı tous ceux qui m'ont aidıe ı analyser les ıchantillons. Je remercie tout d'abord les membres du Laboratoire de Gıographie Physique de Meudon (UMR 8591) et notamment S. Kunesh et F. Goupil (sıdimentologie) ainsi qu'A. Andrieux (gıochimie), avec qui j'ai toujours eu plaisir ı travailler.

Je remercie ıgalement trıe chaleureusement D. Brunstein, en charge des SIG au sein du Laboratoire. Tout au long de ce travail, j'ai eu l'occasion d'apprıcier sa disponibilitıe et ses explications des arcanes de tel ou tel logiciel de traitement gıographique des donnıes. J'ai ıgalement bınıficiıe de sa connaissance des statistiques, qui m'a permis de mener ı bien la classification des rıultats gıochimiques par l'analyse des fonctions discriminantes. Toutes les discussions que nous avons eues au sujet de ma thıse, les rıultats obtenus et la faıon de les prısentier m'ont ıtıe extrımelement profitables, de mıme que la relecture attentive que D. Brunstein a faite du chapitre 5 de cette ıtude.

H. Guillou (LSCE) a acceptıe de participer ı une mission de terrain en septembre 2002, afin de prılever des ıchantillons et de discuter des implications gıochronologiques des rıultats que nous avons dıjıa obtenus. ı Gif-sur-Yvette, il m'a ouvert les portes de son laboratoire et a acceptıe de dater les laves de Cappadoce par la mıthode K/Ar. En outre, H. Guillou a relu et corrigıe le chapitre 6 de cette ıtude, qui traite des aspects gıochronologiques. M. Fontugne (LSCE) a rıalisıe les datations ¹⁴C des palıeosols et a acceptıe de participer ı la mission de terrain de septembre 2002.

Je remercie A. Gourgaud qui m'a ouvert les portes du service de microsonde du Laboratoire « Magmas et Volcans » de Clermont-Ferrand, oı j'ai rıalisıe le plus grand nombre des analyses gıochimiques prısentıees dans cette ıtude. J'associe ıgalement Mme Veshambre, responsable de ce service, qui m'a appris les rudiments de l'analyse ponctuelle et qui a supervisıe l'ensemble des analyses. Je remercie O. Monod (ISTO, Orlıans) qui m'a permis d'accıder aux microsondes du laboratoire.

Je souhaite exprimer mes remerciements les plus chaleureux ı l'ensemble des membres du Laboratoire de gıographie Physique de Meudon (UMR 8591), grıce ı qui le Laboratoire est un lieu oı il est agrıable de travailler. Les discussions avec les uns et les autres, doctorants, ingınieurs ou chercheurs ont toujours ıtıe l'occasion de confronter mon travail et de progresser. En plus des personnes citıes ci-dessus, je tiens ı remercier les deux directeurs successifs, T. Muxart et C. Lecıeur qui ont toujours favorisıe l'accueil et le travail des doctorants au sein du Laboratoire.

Mes remerciements vont ıgalement ı tous ceux qui m'ont aidıe en Turquie et sur le terrain. Leur aide, et parfois leur amitiıe, m'ont permis de faire les missions les plus agrıables possibles, de toujours en conserver de trıe bons souvenirs, et d'apprıcier de plus en plus la Turquie.

J'adresse les remerciements les plus chaleureux ı T. Yılmaz, rencontrıe en 1996, lors de la campagne de sondage du bassin de Konya. T. Yılmaz m'a hıbergıe ı de nombreuses reprises ı Ankara et a grandement facilitıe tous mes sıjours. Je le remercie de sa patience et de tous les

efforts qu'il a déployé pour comprendre mon turc. Surtout je le remercie de l'amitié qu'il m'a témoignée lors de toutes nos rencontres.

Je remercie également tous les membres de Jemaş Ltd, notamment Mettin et Uğraş de l'accueil qu'ils m'ont réservé lors de mes séjours à Ankara.

Mes séjours en Cappadoce ont été grandement facilités par L. Dokuzoğlu. Grâce à son amitié, j'ai découvert une Cappadoce très différente de celle des cartes postales. Je garde un très bon souvenir de toutes les soirées d'Aksaray et d'Uçhisar et je lui suis redevable de tous les amis qu'il m'a fait rencontrer.

Je remercie en particulier Cemuz et Ahmet, ainsi que leurs familles qui m'ont hébergé en septembre 2000. Là encore, j'ai pu admirer le sens de l'hospitalité turque.

Ce travail n'aurait pas été possible sans l'accueil reçu de tous ceux que j'ai rencontrés sur le terrain. Bergers, paysans ou habitants des maisons à côté desquelles je passais, tous ont fait preuve d'une grande compréhension et d'un grand intérêt pour mon travail. Tous m'ont offert du thé ou de l'*ayran* ou m'ont proposé de partager leur repas.

Cette étude leur est dédiée.

Soutiens institutionnels

Pour mener à bien ce travail, j'ai bénéficié d'une allocation de recherche MENRT. En outre, cette étude a reçu le soutien financier du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (CNRS, UMR 8591), et du MTA qui s'est également chargé d'une grande partie de la logistique des missions en Turquie. Cette recherche s'inscrit dans le cadre du programme de coopération bilatérale CNRS-TÜBİTAK n° 9487 « *Volcanisme et paléogéographie au Pléistocène supérieur en Cappadoce, Turquie* ». Elle a bénéficié également de l'aide du programme ECLIPSE du CNRS « *Césame* » (coord. M. Patterne).

Introduction générale

Les régions volcaniques constituent des sites privilégiés pour l'étude des environnements et des occupations humaines quaternaires. Les modifications morphologiques y sont à la fois extrêmement rapides et de grande ampleur. Les lacs de cratères, notamment les maars, constituent des pièges et l'étude de leurs sédiments permet la reconstitution des paléo-environnements régionaux. Les produits volcaniques, laves et pyroclastites, se mettent en place de manière quasi instantanée et fossilisent les paléotopographies et les sites préhistoriques. L'identification et la datation des pyroclastites permet de définir des niveaux repères servant à établir une téphrostratigraphie régionale. Ces téphras peuvent ensuite être utilisés comme marqueurs chronologiques particulièrement utiles lorsque les datations radiométriques sont impossibles à réaliser.

La Cappadoce est située entre la zone de collision Arabie-Eurasie à l'est et le domaine extensif égéen à l'ouest. En raison de la convergence Arabie-Eurasie, la microplaque anatolienne est expulsée vers l'ouest le long de deux accidents tectoniques actifs : les failles Nord- et Est-anatolienne. Au cœur de l'Anatolie, le volcanisme de Cappadoce a été actif depuis le Néogène jusqu'au Quaternaire.

Au Néogène, l'activité est marquée par la mise en place de stratovolcans andésitiques et de nappes d'ignimbrites. Dans ces dernières, l'érosion quaternaire a modelé les paysages les plus célèbres de la région, visibles dans le triangle formé par les villes de Nevşehir, Ürgüp et Avanos.

Le volcanisme quaternaire se manifeste par trois types d'activité. L'Erciyes Dağ et le Hasandağ sont deux grands stratovolcans, actifs au cours du Pléistocène et probablement jusqu'à l'Holocène, d'après de rares témoignages historiques et préhistoriques. Dans le même temps, un volcanisme basaltique est responsable de l'édification d'appareils monogéniques, maars et cônes stromboliens, qui parsèment l'ensemble de la région. Enfin, l'activité rhyolitique est responsable du fonctionnement des deux complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl.

Ces deux complexes volcaniques associent des pyroclastites, des dômes rhyolitiques et des intrusions d'obsidienne. Dès le Paléolithique et surtout au Néolithique, l'obsidienne est utilisée comme matière première par les hommes préhistoriques. De nombreux artefacts, en place ou remaniés, interstratifiés avec des formations détritiques ou avec des pyroclastites terminales permettent d'étudier l'histoire et les caractéristiques de cette occupation précoce.

Le complexe volcanique du Göllüdağ a été actif au cours du Pléistocène moyen et celui d'Acigöl au cours du Pléistocène supérieur. Malgré cette différence d'âge, ils ont connu un fonctionnement comparable. Trois phases aux impacts environnementaux différents peuvent être distinguées. L'activité initiale est très discrète. Elle est suivie d'une activité explosive massive, responsable de la mise en place de grands écoulements pyroclastiques associés à l'effondrement des parties centrales des complexes. Les dômes rhyolitiques sont extrudés lors d'une troisième phase. Cette dernière activité est loin d'être uniquement lavique : tous les dômes sont, à leur tour, étroitement associés à des pyroclastites. En outre, dans le complexe d'Acigöl, un volcanisme basaltique est contemporain de l'activité rhyolitique.

L'objectif de cette étude est de montrer le rôle de l'activité volcanique dans la transformation des paysages et des environnements quaternaires de Cappadoce. La compréhension des impacts du volcanisme passe d'abord par une reconnaissance qualitative de cette activité, en identifiant les différentes formations pyroclastiques et leurs relations stratigraphiques. Les caractéristiques sédimentologiques et morphologiques permettent de préciser le mode de mise en place. Les analyses géochimiques et la définition des cortèges minéralogiques permettent d'identifier les niveaux repères utilisés pour l'établissement des corrélations stratigraphiques.

Une deuxième étape consiste à quantifier ces impacts, en tenant compte des possibles marges d'erreurs dues à la durée de l'évolution des paysages depuis la mise en place des complexes : un million d'années pour celui du Göllüdağ et cent mille ans pour celui d'Acigöl. La quantification permet de préciser les volumes de magma responsables du remblaiement des morphologies pré-existantes et de l'édification de formes nouvelles. Elle permet également de mesurer les volumes détruits lors de l'effondrement des caldeiras.

Notre étude utilise les pyroclastites comme marqueurs stratigraphiques. Les éruptions volcaniques sont en effet des phénomènes quasi instantanés et les téphras peuvent être considérés comme des horizons isochrones. La caractérisation géochimique et minéralogique de ces niveaux et leur datation par des méthodes radiométriques nous ont permis d'établir une téphrostratigraphie régionale. Les formations détritiques interstratifiées entre les pyroclastites témoignent de phases de répit plus ou moins longues et du déplacement de l'activité volcanique.

La chronologie repose donc à la fois sur les observations morphologiques et stratigraphiques et sur la datation radiométrique de niveaux-repères bien identifiés. Cette chronologie détaillée permet d'appréhender la vitesse et l'intensité des processus et de

préciser l'impact de chacune des phases d'activité des complexes volcaniques sur l'évolution des paysages.

Le plan adopté découle de ces objectifs. Dans une première partie, le volcanisme quaternaire est replacé dans le contexte de la Province volcanique d'Anatolie centrale. La disposition des plaques lithosphériques en Méditerranée orientale est à l'origine du cadre morphotectonique régional (chap. 1). Depuis le Miocène, l'activité volcanique a laissé de nombreux héritages (chap. 2) : le volcanisme tertiaire constitue le substrat dont l'activité quaternaire a repris de nombreuses structures (failles, linéaments, etc.). Le troisième chapitre décrit la diversité du volcanisme quaternaire (chap. 3).

La deuxième partie est centrée sur la téphrochronologie régionale. Le chapitre 4 présente les techniques utilisées pour l'étude des pyroclastites. Les différents téphras associés au volcanisme rhyolitique des complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl sont ensuite identifiés et caractérisés (chap. 5). Le chapitre 6 expose la chronologie de cette activité, qui repose à la fois sur les observations stratigraphiques précédentes et sur 20 nouvelles dates K/Ar.

La troisième partie analyse les impacts du volcanisme rhyolitique sur les paysages, et tente de les quantifier. Nous différencions l'activité syn-caldeira (chap. 7) de l'activité post-caldeira (chap. 8). Ces deux phases n'ont ni la même ampleur ni la même rapidité. Nous présentons ensuite (chap. 9) l'évolution morphologique et l'anthropisation des environnements après l'arrêt de l'activité volcanique.

Notre étude nous amène à proposer un cadre téphrostratigraphique nouveau pour la Cappadoce. Ce dernier peut être utilisé dans plusieurs champs disciplinaires, à la frontière des sciences de la terre et des sciences de l'homme. Les téphras interstratifiés dans la séquence lacustre du maar d'Eski Acıgöl (chap. 6) montre que cette téphrostratigraphie peut servir au calage chronologique des reconstitutions paléoenvironnementales. Les pyroclastites interstratifiés la fouille du « Dere 3 » de Kaletepe (complexe du Göllüdağ ; chap. 9) nous ont également fourni des jalons chronologiques pour la datation de ce site paléolithique. Enfin, nous avons utilisé cette téphrostratigraphie pour la reconstitution des rythmes d'accumulation et d'érosion au cours du Pléistocène supérieur (chap. 9).

Première partie :

Le volcanisme de Cappadoce

Chapitre 1 – La province volcanique d’Anatolie centrale

Chapitre 2 – La Cappadoce, une région structurée par le volcanisme néogène

Chapitre 3 – Formes et dynamiques du volcanisme quaternaire de Cappadoce

Introduction de la 1^{ère} Partie : le volcanisme de Cappadoce

A petite échelle, la Cappadoce apparaît comme un plateau armé par les ignimbrites néogènes. Situé à des altitudes proches de 1100 m, il est accidenté par des vallées encaissées d'une centaine de mètres et par de nombreuses plaines aux altitudes proches de 900 m (fig. 1.1). Au nord, la topographie s'abaisse doucement vers la vallée de la Kızılırmak. Dépressions et plateaux sont parsemés d'appareils volcaniques : stratovolcans, complexes rhyolitiques et appareils monogéniques, selon un alignement régional sud-ouest-nord-est, du Karadağ (près de Karaman, dans le bassin de Konya), jusqu'à l'Erciyes Dağ à l'est de la Cappadoce.

Au sud, le plateau de Nevşehir laisse la place à une série de dépressions (de Niğde, de Bor) qui sont limitées par les contreforts septentrionaux du Taurus. Au nord-ouest, la dépression du Tuz gölü (*lac salé*) accueille le plus étendu des lacs d'Anatolie centrale. Au sud-ouest, la dépression de Konya est actuellement privée de lacs permanents, mais quelques zones humides marquent les secteurs les plus déprimés. Les dépôts de plages témoignent des changements environnementaux pléistocènes et holocènes (Kuzucuoğlu *et al.*, 1999). A l'est, le plateau de Nevşehir est limité par le bassin du Sultansazlığı au nord duquel se situe le stratovolcan Erciyes.

Au nord, le plateau de Nevşehir s'abaisse en direction de la vallée exoréique de la Kızılırmak qui se jette dans la Mer Noire. Le fleuve s'écoule, ici, d'est en ouest avant de décrire un coude et de s'orienter vers le nord.

Les diagrammes ombrothermiques de plusieurs stations d'Anatolie centrale (figure 1.2) montrent des courbes similaires. Les températures sont proches ou inférieures à 0°C en décembre et janvier. Les températures maximales, en juillet et août, dépassent généralement les 25° C. Les courbes des précipitations montrent une saison estivale très peu arrosée. Les quatre mois de juin à septembre sont « secs » ($P < 2T$). Le total des précipitations est compris entre 300 mm (Karapınar) et 420 mm (Nevşehir). On observe que les précipitations sont plus importantes sur le versant sud du Taurus (Pozantı), illustrant la position d'abri de l'Anatolie centrale.

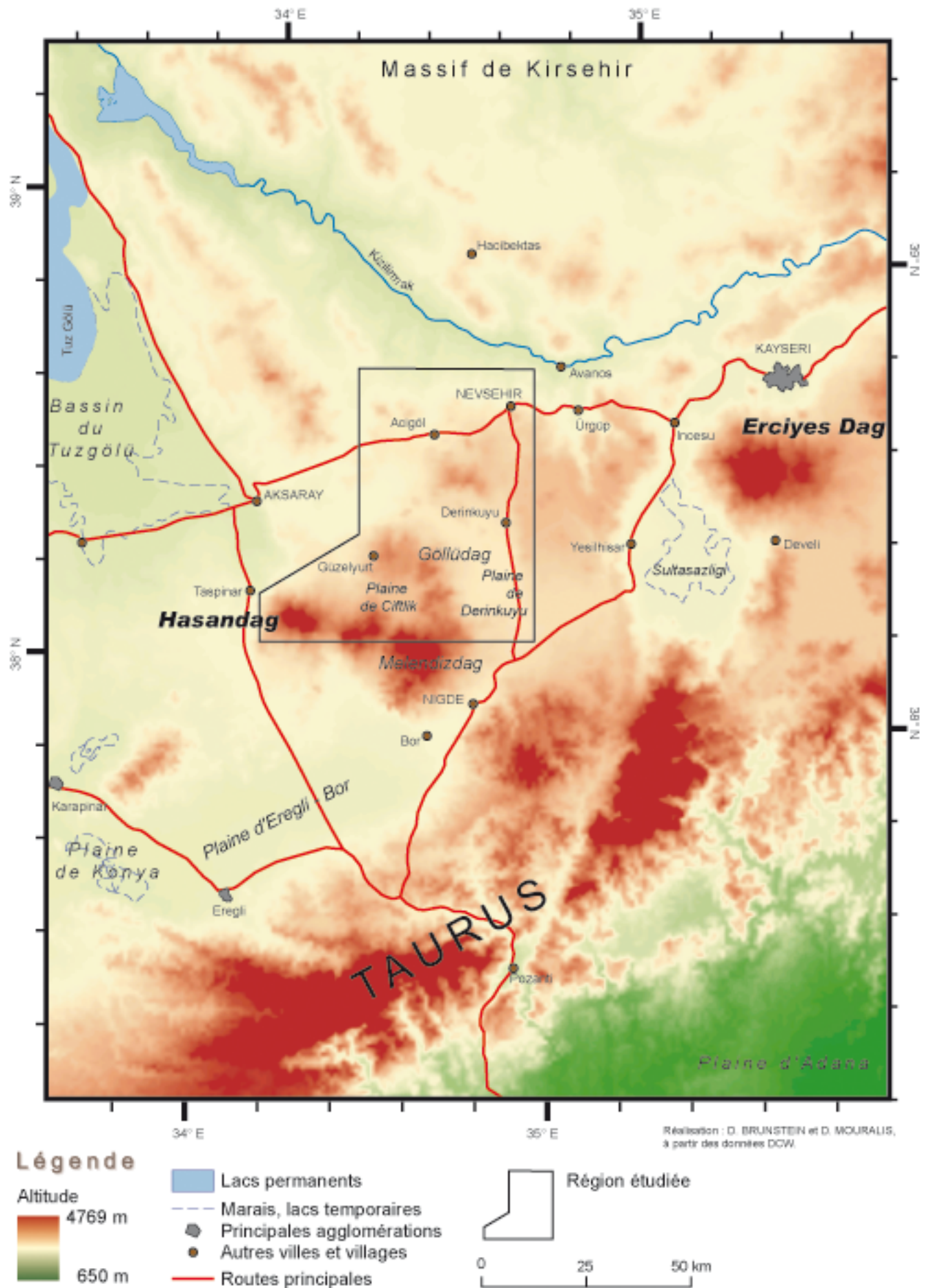
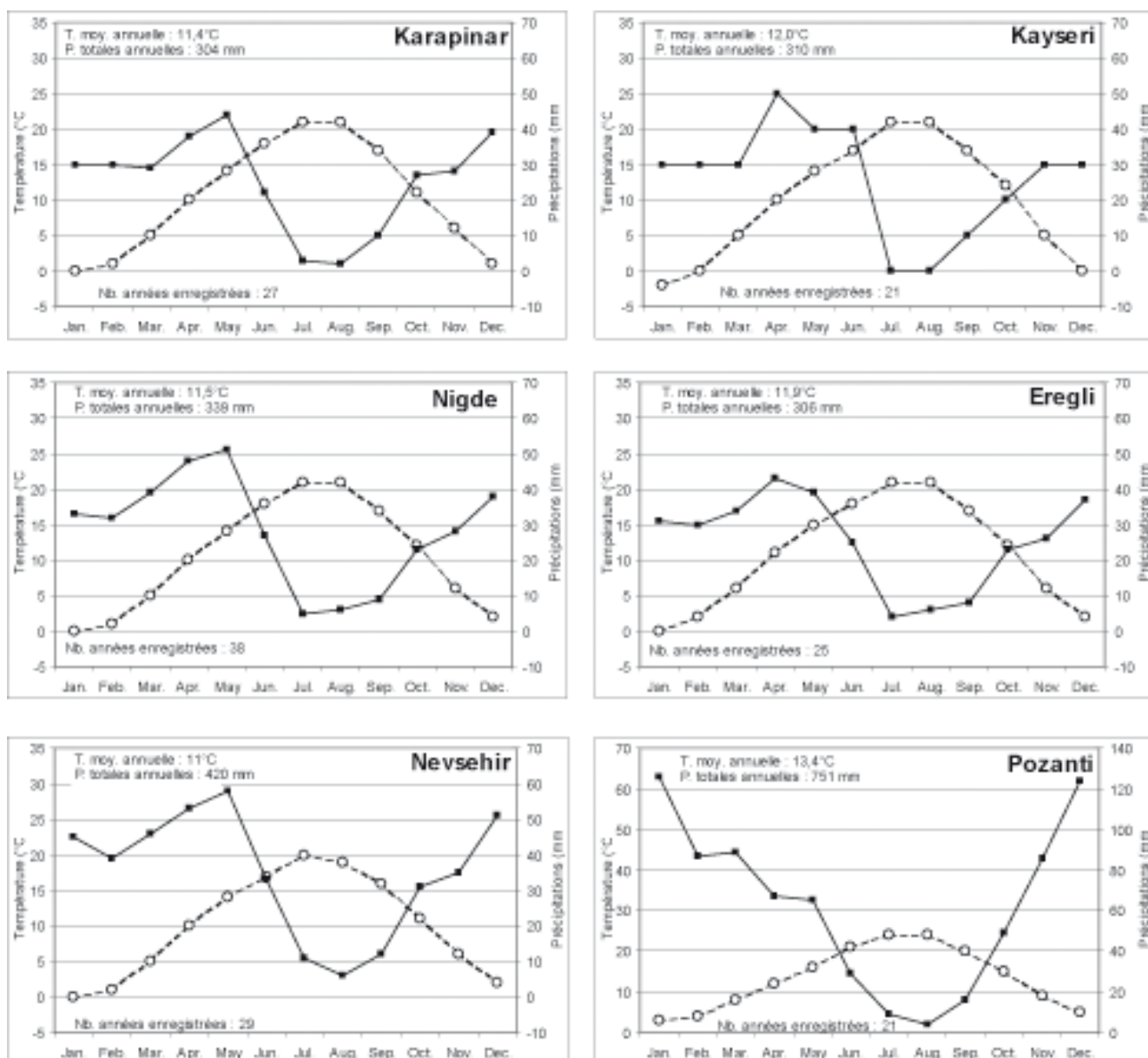


Fig. 1.1 - La Cappadoce : carte de localisation

Cette première partie présente tout d'abord le volcanisme rhyolitique quaternaire de Cappadoce dans son cadre morphotectonique (chapitre 1) qui détermine les principaux accidents guidant la localisation des appareils volcaniques. Le second chapitre est consacré aux héritages du volcanisme néogène. Enfin, le troisième chapitre décrit la diversité du volcanisme quaternaire.



—●— Précipitations moyennes annuelles (mm)
 -○- Températures moyennes annuelles (°C)

Note : Le diagramme de Pozanti n'est pas à la même échelle que les 5 précédents.
 Les stations sont localisées sur la figure 1.1
 Sources : Qwikcast.com Weather Forecast (<http://qwikcast.weatherbase.com/>)

Fig. 1.2 : Diagrammes ombrothermiques
 de quelques stations d'Anatolie centrale

Chapitre 1 :

La province volcanique d'Anatolie centrale

L'Anatolie centrale constitue l'une des trois provinces volcaniques de Turquie. Ce chapitre vise à préciser le cadre morphostructural de l'Anatolie centrale. Nous replaçons, tout d'abord, la région dans le cadre de la tectonique des plaques en Méditerranée orientale et nous nous interrogeons sur l'origine du volcanisme : intraplaque ou de subduction ? Nous pouvons, dans un deuxième temps dégager le cadre morphotectonique régional qui guide en grande partie la localisation des édifices volcaniques

1.1 – Tectonique des plaques et volcanisme en Anatolie centrale

1.1.1 – Les plaques lithosphériques en Méditerranée orientale

A petite échelle, le cadre morphostructural de l'Anatolie est lié à l'existence de quatre plaques lithosphériques (fig. 1.3). Au sud, la plaque africaine est animée d'un mouvement relatif vers le nord, et coulisse le long de la plaque arabe par l'intermédiaire de la faille transformante de la mer Morte, correspondant à la terminaison septentrionale du rift est-africain et de la mer Rouge. Ces deux plaques entrent en contact avec la plaque eurasiatique, et repoussent la micro-plaque anatolienne vers l'ouest, le long de grands accidents, tels que les failles nord- et est-anatoliennes (Armijo *et al.*, 1998).

Cette zone de contact appartient à un segment de la chaîne Alpes-Himalaya, qui, en Anatolie, se sépare en deux massifs : la chaîne pontique au nord et le Taurus au sud. Ces massifs se sont mis en place au Tertiaire lors de la fermeture de l'océan thétysien (Şengör & Yılmaz, 1981), dont témoignent les différents complexes ophiolitiques qui séparent les unités structurales de la chaîne pontique (au nord), des anatolides (au centre), et du Taurus (au sud).

Les contacts entre les plaques sont de divers types. Au sud-ouest, la plaque africaine subduque sous les micro-plaques anatolienne et égéenne. Au sud de l'Italie et dans la région égéenne, cette subduction est à l'origine des arcs volcaniques des Iles Eoliennes et Egéennes. En Méditerranée orientale, la subduction se produit au sud de Chypre.

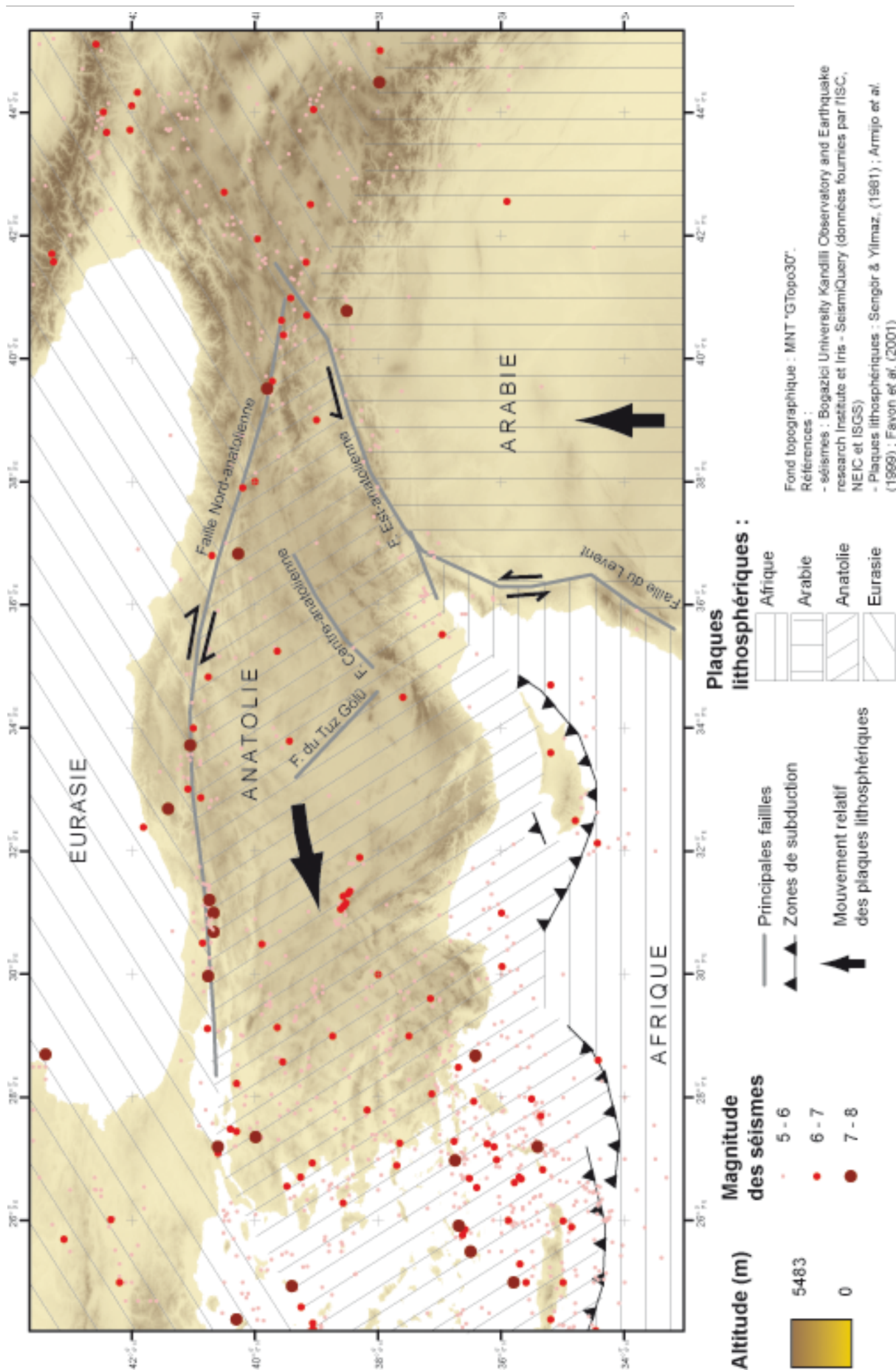


Fig. 1.3 - Les plaques lithosphériques en Méditerranée orientale et les séismes enregistrés depuis 1900

A l'inverse, c'est une tectonique de collision continent-continent qui domine au sud-est, au contact des plaques arabique et anatolienne. Au nord, le contact entre la plaque eurasiennne et la micro-plaque anatolienne correspond au massif pontique. La mer Noire est un bassin marginal, situé en arrière de l'arc pontique. Ce dernier est lié à une subduction ayant duré du Crétacé à la fin de l'Eocène, impliquant l'Eurasie et l'océan pontique (Şengör & Yılmaz, 1981 ; Pearce *et al.*, 1990). Au sud, le contact entre les plaques arabique et anatolienne se situe au niveau du Taurus oriental.

D'origine subduction à l'ouest ou continent-continent à l'est, la convergence Eurasie – Afrique – Arabie est à l'origine de la **fragmentation et de l'expulsion de la micro-plaque anatolienne vers l'ouest** (Şengör & Yılmaz, 1981). Ce coulisement se produit le long de deux accidents actifs : la faille nord-anatolienne (NAF) et la faille est-anatolienne (EAF). Le long de chacun de ces accidents, les vitesses de coulisement sont respectivement estimées à $0,9 \text{ cm.a}^{-1}$ et $0,2 \text{ cm.a}^{-1}$, indiquant une vitesse moyenne de la plaque anatolienne d'environ $0,5 \text{ cm.a}^{-1}$ (Pearce, *et al.*, 1990). Ces vitesses n'absorbent qu'une partie de la convergence de la plaque arabique, qui se déplace à une vitesse relative de $1,4 \text{ cm.a}^{-1}$ (Dewey *et al.*, 1986), impliquant un épaissement crustal en Anatolie orientale (50 km, selon Pearce *et al.*, 1990).

Cette convergence a débuté au Miocène. En Anatolie orientale, Şengör & Yılmaz (1981) la datent de 12 Ma, d'après i) la mise en place de flysch et de molasses, remplaçant les carbonates au sud de l'actuelle suture ophiolitique du Bitlis-Zagros ; ii) plus au nord, la fin de la sédimentation marine ; et iii) la fin du volcanisme et du plutonisme calco-alcalin de la région Karkas – Jebel-el-Barez. En revanche, les estimations fondées sur la vitesse actuelle de déplacement relatif de la plaque arabique (environ $1,5 \text{ cm.a}^{-1}$) et sur le rétrécissement supposé de la plaque anatolienne (250 à 300 km) dont témoigne l'épaissement crustal indiquent un âge d'environ 20 Ma, mais sans tenir compte du mouvement vers l'ouest de la plaque anatolienne (85 km d'après Şengör & Kidd, 1979),.

1.1.2 – Les trois provinces volcaniques d'Anatolie

Dans ce cadre tectonique, l'activité volcanique d'Anatolie a débuté dès le Miocène et s'est poursuivi jusqu'au Quaternaire récent. Trois provinces volcaniques (Fig. 1.4) peuvent être distinguées (Innocenti *et al.*, 1981).

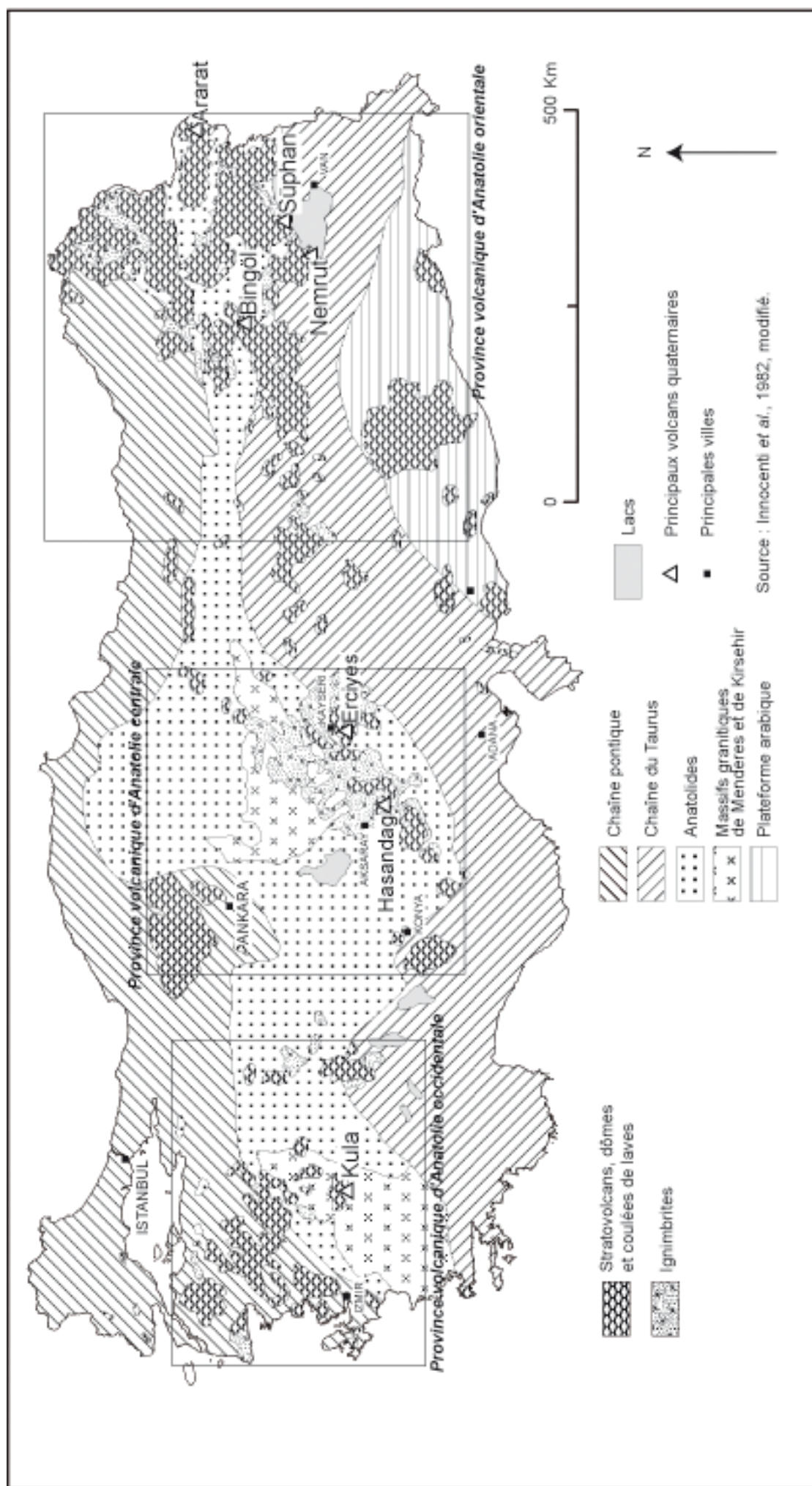


Fig. 1.4 : Carte géologique simplifiée de la Turquie et localisation des trois provinces volcaniques

En **Anatolie occidentale** et en mer Egée, le volcanisme débute à l'Eocène supérieur. L'activité volcanique s'y poursuit jusqu'à la fin du Pléistocène (Kula). Les produits volcaniques tertiaires présentent un caractère calco-alcalin à forte teneur en potassium. Un second cycle postérieur à 3 Ma présente un caractère calco-alcalin typique, et une composition allant des basaltes aux rhyolites (Yılmaz, 1989, 1990).

En **Anatolie orientale** et au NW de l'Iran, le volcanisme couvre une vaste région, longue du nord au sud de plus de 400 km. Selon l'âge et le chimisme du volcanisme quatre sous-ensembles peuvent être distingués (Innocenti *et al.*, 1976, 1980 et 1982 ; Pearce *et al.*, 1990 ; Yılmaz, 1990 ; Notsu *et al.*, 1995) : i) le plateau de Kars (7 à 1,5 Ma) et le mont Ararat (1,5 à < 0,5 Ma) présentent un volcanisme calco-alcalin, ii) Mus (6 à 4 Ma) et le Nemrut Dağ (1 à 0 Ma) ont un volcanisme alcalin et iii) Bingöl (4 à 3 Ma) et Süphan (1,5 à 0,2 Ma) présentent des caractères de transition. Un quatrième secteur, localisé au sud de la collision (région du Karacadağ, dans le Hatay) est constitué de larges épanchements basaltiques dont les âges s'étendent du Miocène au Quaternaire.

En **Anatolie centrale**, le volcanisme est généralement calco-alcalin et parfois alcalin de la série sodique (Innocenti *et al.*, 1975 ; Ercan, Yıldırım & Akbaşlı, 1987 ; Ercan *et al.*, 1990, 1991). Ce volcanisme a donc d'abord été assimilé à un volcanisme de subduction ou post-collision. Cependant, les études les plus récentes montrent que si le volcanisme de Cappadoce a indéniablement des **affinités avec le volcanisme de subduction, il peut également se rapprocher d'un volcanisme intra-plaque** (Pearce *et al.* 1990, Olanca, 1994, Notsu 1995, Aydar *et al.*, 1995). Par ailleurs, les analyses géochimiques menées sur des échantillons du stratovolcan Erciyes (Kürkçüoğlu *et al.* 1998) indiquent que les magmas impliqués dans l'édification du stratovolcan Erciyes sont nettement de type intra-plaque.

1.1.3 – Origine mixte du volcanisme d'Anatolie centrale

L'inclinaison de la croûte océanique subduquée (environ 40°), et la profondeur à laquelle elle commence à être la source du volcanisme (90 à 130 km), permettent de déduire la distance séparant la zone de subduction de la région volcanique, soit 100 à 180 km. La subduction se situerait alors sous le Taurus, 70 à 170 km au sud de la Cappadoce (Olanca, 1994). En fait, la zone actuelle de subduction de la Méditerranée orientale est située au niveau de Chypre (Armijo *et al.*, 1999). Cette observation indique que la subduction ne saurait être la principale origine du volcanisme de la Province volcanique d'Anatolie centrale.

La faible fréquence des séismes en Cappadoce confirme le rôle secondaire de la subduction dans l'origine du volcanisme de la province. La figure 1.3 montre la rareté des séismes enregistrés depuis 1900 en Anatolie centrale. Il s'agit de l'une des régions les plus calmes de Turquie, même si les séismes n'en sont pas absents. D'après Olanca (1994), l'hypothèse d'un volcanisme intraplaque s'appuie sur la faiblesse de l'anomalie négative du niobium dans les diagrammes multi-éléments, car ces anomalies sont beaucoup plus fortes dans le cas d'un volcanisme de subduction.

Aydar *et al.* (1995) parviennent à des conclusions similaires, et envisagent deux hypothèses : i) les caractéristiques géochimiques sont héritées d'une ancienne subduction, et/ou ii) il s'agit d'un volcanisme intraplaque indépendant de toute subduction. Les auteurs remarquent ainsi que « le magmatisme basaltique, contemporain de la série calco-alcaline prédominante, possède des caractères (...) de basaltes alcalins intraplaques ».

Le volcanisme d'Anatolie associe donc à la fois des caractéristiques héritées d'une ancienne subduction et des caractéristiques d'un volcanisme intraplaque.

1.2 – Le cadre morphotectonique régional

Le cadre tectonique régional (Fig. 1.5) individualise la province volcanique du reste de la microplaque anatolienne et du massif du Taurus. Une série d'accidents tectoniques la séparent des terrains cristallins de Kırşehir au nord, des terrains sédimentaires plissés du Taurus au sud et à l'est, et des terrains sédimentaires plioquaternaires des bassins de Konya et du Tuz Gölü à l'ouest.

1.2.1 – Quatre accidents tectoniques majeurs

Deux failles, situées au nord et au sud de la région sont relativement peu documentées. Au nord, la **faille de la Kızılırmak** (ou faille de Salanda), d'orientation WNW-ESE, sépare la Cappadoce du massif de Kırşehir. Au sud, une série de failles en relais, dont la **faille de Niğde**, sépare la Cappadoce de la chaîne du Taurus.

Les deux autres failles limitant la province volcanique sont mieux connues et jouent un rôle majeur à l'échelle de l'Anatolie (Toprak & Göncüoğlu, 1998 ; Göncüoğlu & Toprak 1998). Toutes deux sont liées à l'expulsion du bloc anatolien vers l'ouest. A l'ouest, la **faille du Tuz gölü**, d'orientation NW-SE, sépare la Cappadoce du bassin du Tuz gölü. Il s'agit d'une faille longue de 150 km, de plus de 300 m de rejet (Uygun, 1981 ; Toprak, 1998).

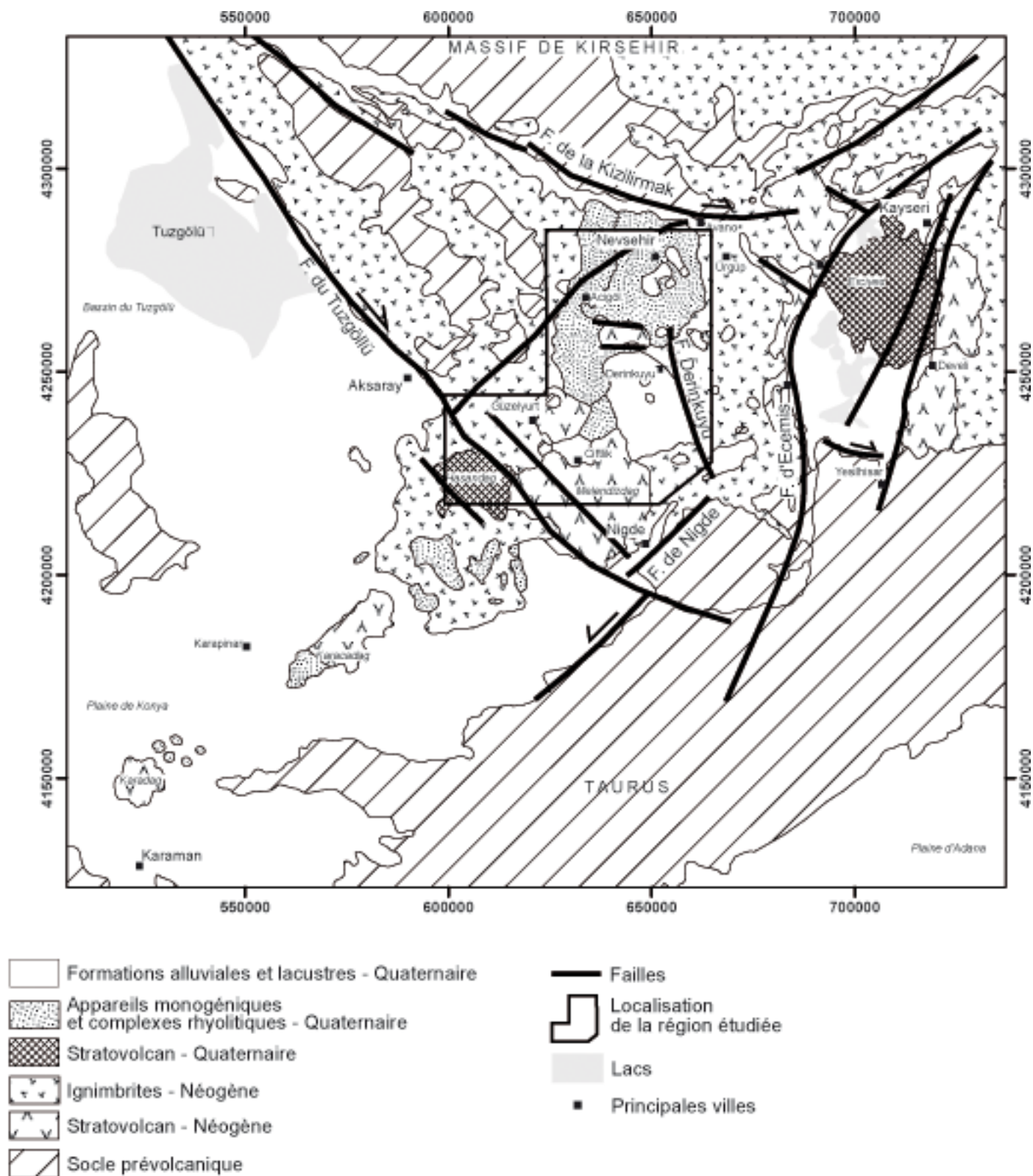


Fig. 1.5 - Le cadre structural de la Cappadoce

Coordonnées UTM, en mètres, zone 36N

Sources : Toprak & Guncuoglu (1998) ; Guncuoglu & Toprak (1998) ; Toprak (1998) ; Koçyigit & Erol (2001) ; Koçyigit & Beyhan (1998) ; Dirik (2001)

Avec une composante décrochante dextre, son mouvement latéral depuis le Pliocène serait d'environ 15 km (Toprak, 1998). Au niveau d'Aksaray, l'escarpement est bien inscrit dans la morphologie (environ 200 m). En revanche, plus au sud, il s'amointrit, masqué par les produits volcaniques quaternaires plus récents. Au sud-est, cette faille sépare le massif andésitique néogène du Keçiboyduran, du stratovolcan quaternaire du Hasandağ.

A l'est, la province volcanique est limitée par la **faille d'Ecemiş**, qui se dédouble pour enserrer la dépression du Sultansazlığı, qui est un bassin *pull-apart* (Koçyiğit & Erol, 2001, Dirik, 2001). Le stratovolcan quaternaire Erciyes s'est développé au milieu de ce bassin (Ercan *et al.*, 1994). La faille d'Ecemiş appartient à un accident intracontinental majeur, la zone de failles centre-anatoliennes (CAFZ) qui a une longueur totale de plus de 700 km (Koçyigit & Beyhan, 1998) et une composante décrochante sénestre. Localement, le mouvement latéral a été estimé à environ 28 km par Toprak (1998) ; Koçyigit & Erol (2001) indiquent un déplacement de 0,3 cm.an⁻¹. Cette faille tranche les massifs ignimbristiques et andésitiques néogènes d'Erkilet, Hamurcu, Seksenveren, et Tekkedağ.

1.2.2 – Une tectonique active depuis le Néogène

Ces différents accidents appartiennent à deux systèmes principaux non synchrones (Toprak, 1998). Le système Tuz gölü – Ecemiş limite la province volcanique de Cappadoce à l'ouest et à l'est. Il a été actif antérieurement au Miocène et résulte de la convergence en Méditerranée orientale. Le second système (Kızılırmak-Niğde) fonctionne en extension à partir du Mio-Pliocène, et est responsable de l'ouverture d'une dépression centrale, orientée NE-SW, remplie de sédiments continentaux, puis de roches d'origine volcanique.

Au Plio-Quaternaire, la plupart des déformations sont de nouveau liées au système Tuz gölü – Ecemiş. L'accident de Gümüşkent-Derinkuyu appartient à ce système de direction parallèle à la faille du Tuz gölü. Son segment méridional limite la plaine de Derinkuyu par un escarpement d'une cinquantaine de mètres, et est probablement toujours actif (Dhont *et al.*, 1998) comme l'indique le tremblement de terre de 1938 (Jackson & McKenzie, 1984). En outre, Koçyiğit & Erol (2001) ont recensé, depuis 1940, 8 séismes dans le secteur de l'Erciyes Dağ. Le plus violent s'est produit le 21 février 1940, avec une magnitude de 5,3 et un épïcêtre situé à proximité de Yeşilhisar. Cette sismicité témoigne d'une permanence de l'activité le long de la faille centre anatolienne (Dirik & Göncüoglu, 1996).

La localisation de la plupart des événements y compris les deux grands stratovolcans quaternaires, l'Erciyes et le Hasandağ est contrôlée par le système Tuz gölü-Ecemiş. La

localisation des événements est généralement liée à des failles normales, avec une composante décrochante plus ou moins importante (Dhont *et al.*, 1998).

Différentes théories s'affrontent pour expliquer le cadre morphotectonique régional. La théorie la plus communément admise (Şengör, Görür & Saroğlu, 1985 ; Pasquarè *et al.*, 1988 ; Toprak & Göncüoğlu, 1993 ; Froger *et al.*, 1998), relie les dépressions d'Anatolie centrale au régime compressif nord-sud actif depuis l'Eocène-Oligocène et à une extension consécutive est-ouest. Ce régime compressif est lié au mouvement relatif des plaques lithosphériques.

Conclusion du chapitre 1^{er} :

La convergence des plaques lithosphériques en Méditerranée orientale est responsable de l'expulsion vers l'ouest de la microplaque anatolienne et de son morcellement. La Cappadoce appartient à l'une des trois provinces volcaniques d'Anatolie. L'existence de la subduction en Méditerranée orientale n'explique pas l'ensemble des caractéristiques géochimiques de ce volcanisme calco-alcalin, qui présente également des affinités avec le volcanisme intraplaque.

Les mouvements relatifs de la microplaque anatolienne sont à l'origine de grands accidents qui individualisent la Province volcanique d'Anatolie centrale (notamment la faille du Tuz gölü et la faille centre-anatolienne). Par ailleurs, à l'échelle de la Province volcanique, cette tectonique a largement déterminé la localisation des événements, et en particulier celle des deux grands stratovolcans Hasandağ et Erciyes.

Chapitre 2 :

Une région structurée par le volcanisme néogène

Dans la province volcanique d'Anatolie centrale, les plus anciennes dates radiométriques publiées concernent des laves andésitiques, datées de 13 Ma (Besang *et al.*, 1977) et de 10,1 Ma (Innocenti *et al.*, 1975). La province volcanique a été structurée par ce volcanisme miocène, qui a perduré au Pliocène puis au Quaternaire, et qui a laissé de nombreux héritages. Ce volcanisme néogène a pris deux formes principales : i) l'édification de stratovolcans andésitiques, et ii) la mise en place de nappes d'ignimbrites. Les complexes volcaniques quaternaires que nous étudions ci-après ont à la fois détruit les morphologies antérieures et réutilisé les structures volcano-tectoniques apparues au Néogène.

Le substrat non volcanique, antérieur au Néogène (2.1) a une extension très réduite et joue un faible rôle dans les morphologies actuelles. Mais la fraction lithique des éjecta des pyroclastites quaternaires témoignent de la diversité de ce substratum. Les anciens volcans andésitiques néogènes (2.2) forment les principaux massifs de la région, même s'ils ont été largement démantelés par l'érosion linéaire et par le volcanisme postérieur. Les grandes nappes d'ignimbrites (2.3) affleurent au nord-est de la province volcanique.

2.1 – Le substrat non volcanique, antérieur au Néogène

Le substrat antérieur au Néogène affleure au sud-ouest de la région étudiée, dans le Taurus, et au nord, dans le massif de Kırşehir, en rive droite de la Kızılırmak (Bingöl, *dir.*, 1989), où il forme l'unité morphotectonique des Anatolides. Le Taurus est constitué d'une couverture carbonatée éocène, plissée et plus ou moins métamorphisée, recouvrant des roches cristallines du socle. Le massif de Kırşehir correspond à un batholite granitique, en partie recouvert par des roches sédimentaires cénozoïques, et dans sa partie méridionale par les ignimbrites néogènes (Fig. 1.5).

Entre ces deux massifs, quelques pointements affleurent localement dans le secteur compris entre Aksaray et Acıgöl (Atabey, *dir.*, 1987), témoignant des déformations tectoniques affectant la région. Il s'agit de roches métamorphiques paléozoïques et mésozoïques (marbres), de roches ophiolitiques (gabbro) du Jurassique et du Crétacé, et de roches intrusives du Crétacé (granite et granodiorite). Le début du Tertiaire, jusqu'au Miocène

inférieur, correspond à la mise en place de formations détritiques corrélatives de l'émersion des ensembles précédents. A l'est d'Aksaray, la faille du Tuz gölü tranche ainsi une épaisse formation détritique constituée de galets pluri-décimétriques de roches cristallines, emballés dans une matrice argileuse rouge. Cette formation apparaît également au nord de la Kızılırmak. Il s'agit de la « formation de Kırşehir », d'âge oligo-miocène, qui résulte de l'érosion du massif du même nom. Près d'Aksaray, cette formation est recouverte par un niveau à gypse.

A l'échelle régionale, ces affleurements présentent le plus souvent une direction privilégiée sud-est nord-ouest (par exemple, entre Ortaköy et Aksaray), parallèle à l'accident majeur du Tuz gölü. Au nord de Güzelyurt, ces roches du socle (marbres, granites, roches ophiolitiques) apparaissent en marge du massif du Şahinkalesi Tepe, témoignant d'un mouvement de surrection fini-Tertiaire (Le Pennec *et al.*, 1994, Froger *et al.*, 1998).

Dans le secteur étudié, du Hasandağ au sud à la ville de Nevşehir au nord, ces affleurements sont de taille réduite et jouent un rôle morphologique mineur. A l'ouest d'Acıgöl, où ils sont les plus étendus, leur morphologie correspond à un relief de dissection où les collines aux versants convexo-concaves présentent des sommets indifféremment armés de granites, de marbres paléozoïques et mésozoïques ou de roches ophiolitiques.

Ailleurs, l'ensemble de la région a été recouvert par les formations volcaniques néogènes puis quaternaires. Cependant, les roches du socle pré-volcanique apparaissent parfois parmi les lithiques des pyroclastites quaternaires. Ainsi, l'anneau de tuf du Güneydağ incorpore des roches vertes et des granites, et on retrouve du marbre dans les éjecta du maar du Nar Gölü. Ces lithiques témoignent de la nature du substrat sous les dépôts volcaniques quaternaires arraché aux conduits magmatiques lors des éruptions. La pétrographie de ces lithiques peut être utilisée pour différencier les produits des éruptions quaternaires.

2.2 – Les stratovolcans andésitiques néogènes

A l'ouest de la région étudiée, quatre massifs andésitiques néogènes subsistent : le Keçiboyduran, le Melendiz Dağ, l'Erdaş Dağ et le Şahinkalesi Tepe. Au sud-est du Hasandağ, se situe un cinquième massif andésitique, d'extension plus réduite : le Keçikalesi Tepe qui a été interprété comme le « paléo-Hasandağ » par Aydar (1992). A l'est de l'Erciyes Dağ, deux autres édifices complètent l'ensemble andésitique néogène : le Koç Dağ et le Develi Dağ. Certaines coulées provenant de ces différents édifices sont interstratifiées avec des ignimbrites contemporaines.

Tabl. 2.1 - Datations radiométriques du volcanisme néogène									
Secteur / Volcan	Localisation	Materiel	Matériel daté	Echantillon n°	Méthode	Age Ma	+/-	1 σ	References
Ignimbrites :									
	?	Kavak	Biotite	?	K/Ar	11.50	+/-	2.5	Temel, 1992
Ürgüp	Kavak, 11 km SW Ürgüp	ash flow deposit (unite "Kavak")	Biotite	U77	K/Ar	8.60	+/-	1.7	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	Akköy, 38 km SSE Ürgüp	rhyolitic ignimbrite ("Akköy")	Biotite	Ky1	K/Ar	8.50	+/-	0.2	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	Sarimaden Tepe, 12 km SW Ürgüp	Rhyolitic ignimbrite ("Sarimaden")	Biotite	Ky6	K/Ar	8.20	+/-	1.6	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	Yavak, 12 km SSW Ürgüp	Ignimbrite	Biotite	Ky3	K/Ar	8.00	+/-	1.6	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	Tahar, 12 km SE Ürgüp	ash flow deposit (unite "Gördeles")	Biotite	U74	K/Ar	7.80	+/-	1.6	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	Sofular, 13 km NE Ürgüp	ash flow deposit (unite "Sofular")	Biotite	U71	K/Ar	6.80	+/-	1.4	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
	Suçünkaya	Kizilkaya	Biotite	AL1104	K/Ar	5.50	+/-	0.2	Besang <i>et al.</i> , 1977
Ürgüp	Tahar, 12 km au SE Ürgüp	Rhyolitic ignimbrite ("Basköy")	Biotite	U73	K/Ar	5.40	+/-	1.1	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
	Suçünkaya	Kizilkaya	Biotite	AL1104	K/Ar	4.90	+/-	0.2	Besang <i>et al.</i> , 1977
Ürgüp	Valibaba Tepe, 18 km NE Ürgüp	Rhyolitic ignimbrite ("Karahöyük")	Biotite	U85	K/Ar	4.40	+/-	0.1	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Erciyes	Incesu, 30 km WSW Kayseri	Dacitic ignimbrite ("Valibaba Tepe")	Glass	Ky4	K/Ar	3.00	+/-	0.1	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Erciyes	Erkilet, 12 km N Kayseri	Welded ignimbrite ("Valibaba Tepe")	Glass	U115	K/Ar	2.80	+/-	0.1	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Erciyes	Firaktim, 35 km SE Erciyes dag.	Welded ignimbrite ("Valibaba Tepe")	Glass	U79	K/Ar	2.70	+/-	0.1	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Stratovolcans andésitiques :									
Ürgüp	SE Ürgüp	Andesitic lava	whole rock	U59	K/Ar	10.10	+/-	1.6	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	W slope of Sultansazlığı, 27 km SE Ürgüp	low silica andesitic lava flow	whole rock	U78	K/Ar	5.50	+/-	0.2	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Melendiz Dag	2 km, NW Tepeköy	Andesite	Biotite	AL943	K/Ar	6.50	+/-	0.2	Besang <i>et al.</i> , 1977
Melendiz Dag	2 km, NW Tepeköy	Andesite	Biotite	AL943	K/Ar	5.10	+/-	0.15	Besang <i>et al.</i> , 1977
Ürgüp	Baskoy, 18 km SE Ürgüp	low silica andesitic lava flow	whole rock	U60	K/Ar	5.10	+/-	0.1	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Ürgüp	Keslik, 35 km SSE Ürgüp	low silica andesitic lava flow	whole rock	U64	K/Ar	5.00	+/-	0.3	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Le "paléo-Hasandag" :									
<i>cf. également tabl. 3.1</i>									
Hasan Dag	Akçakent, SE Aksaray	pyroxen andesit		AL949	K/Ar	13.70	+/-	0.3	Besang <i>et al.</i> , 1977
Hasan Dag	Akçakent, SE Aksaray	pyroxen andesit		AL949	K/Ar	12.40	+/-	0.6	Besang <i>et al.</i> , 1977
Hasan Dag		Basaltic andesit			K/Ar	7.21	+/-	0.09	Aydar <i>et al.</i> , 1998
L'Erciyes :									
<i>cf. également tabl. 3.1</i>									
Erciyes	?	Alkali Basalt	?	?	?	4.39	+/-	0.28	Ayranci <i>et al.</i> , 1969
Erciyes	1,4 km N ER13	Augit-hypersthen andesit	-	ER14	K/Ar	2.59	+/-	0.10	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Erciyes	Dag Evi	Augit-hypersthen dacit	-	ER13	K/Ar	2.54	+/-	0.31	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Erciyes	W Develi	Aphyric basalt	-	ER24	K/Ar	1.73	+/-	0.07	Notsu <i>et al.</i> , 1995

Les datations publiées (Tabl. 2.1) proviennent de quatre secteurs : du Keçikalesi Tepe, du Melendiz Dağ, de l'Erdaş Dağ, et des versants surplombant la plaine du Sultansazlığı, à l'ouest. Les laves du « paléo-Hasandağ » ont livré des âges allant du Miocène moyen à supérieur (Besang *et al.*, 1977 ; Aydar *et al.* 1998), alors que les échantillons provenant du Koçdağ, du Melendiz Dağ et de l'Erdaş Dağ ont livré des âges miocène supérieur (4,5 à 7 Ma, Innocenti *et al.*, 1975 ; Besang *et al.*, 1977 ; Olanca, 1994).

Les morphologies associées à ces vieux stratovolcans sont très évoluées. Les lambeaux de surface tabulaire limités par des corniches correspondant aux surfaces sub-structurales des coulées sont rares, et subsistent en petit nombre dans le Melendiz Dağ ou l'Erdaş Dağ. En effet, les stratovolcans andésitiques originels ont été démantelés par l'érosion linéaire qui a entaillé les vallées, par la tectonique et par le volcanisme quaternaire postérieur. Ainsi, la faille du Tuz gölü constitue la limite entre le Keçiboyduran néogène et le Hasandağ quaternaire.

L'Erdaş Dağ apparaît comme un horst, limité par deux accidents d'orientation générale ouest-est, qui domine deux ensembles aux topographies relativement déprimées, la plaine alluviale de Derinkuyu au sud, et le complexe rhyolitique d'Acıgöl au nord. D'après Frogier *et al.* (1998), ces deux ensembles correspondent aux caldeiras néogènes de Derinkuyu et d'Acıgöl-Nevşehir, dont l'effondrement serait consécutif de la mise en place des grandes nappes ignimbritiques tertiaires.

2.3 – Les ignimbrites néogènes

Le terme d'ignimbrite est un terme général qui désigne un écoulement pyroclastique ainsi que le dépôt de cet écoulement, qu'il soit induré ou non (Fisher & Schmincke, 1984). Ces dépôts riches en ponces sont issus d'un magma différencié et proviennent de l'effondrement d'une colonne éruptive (Wright, Smith & Self, 1980). Le terme est souvent réservé aux dépôts les plus étendus (Bardintzeff, 1998), sans qu'il existe une limite admise par tous les auteurs.

Les ignimbrites de Cappadoce ont été décrites et étudiées par les géologues depuis les travaux précurseurs de Pasquarè (1966, 1968) et d'Innocenti *et al.* (1975) suivis par Pasquarè *et al.* (1988), Schumacher, Keller & Bayhan (1990), Temel (1992) et Le Pennec *et al.* (1994).

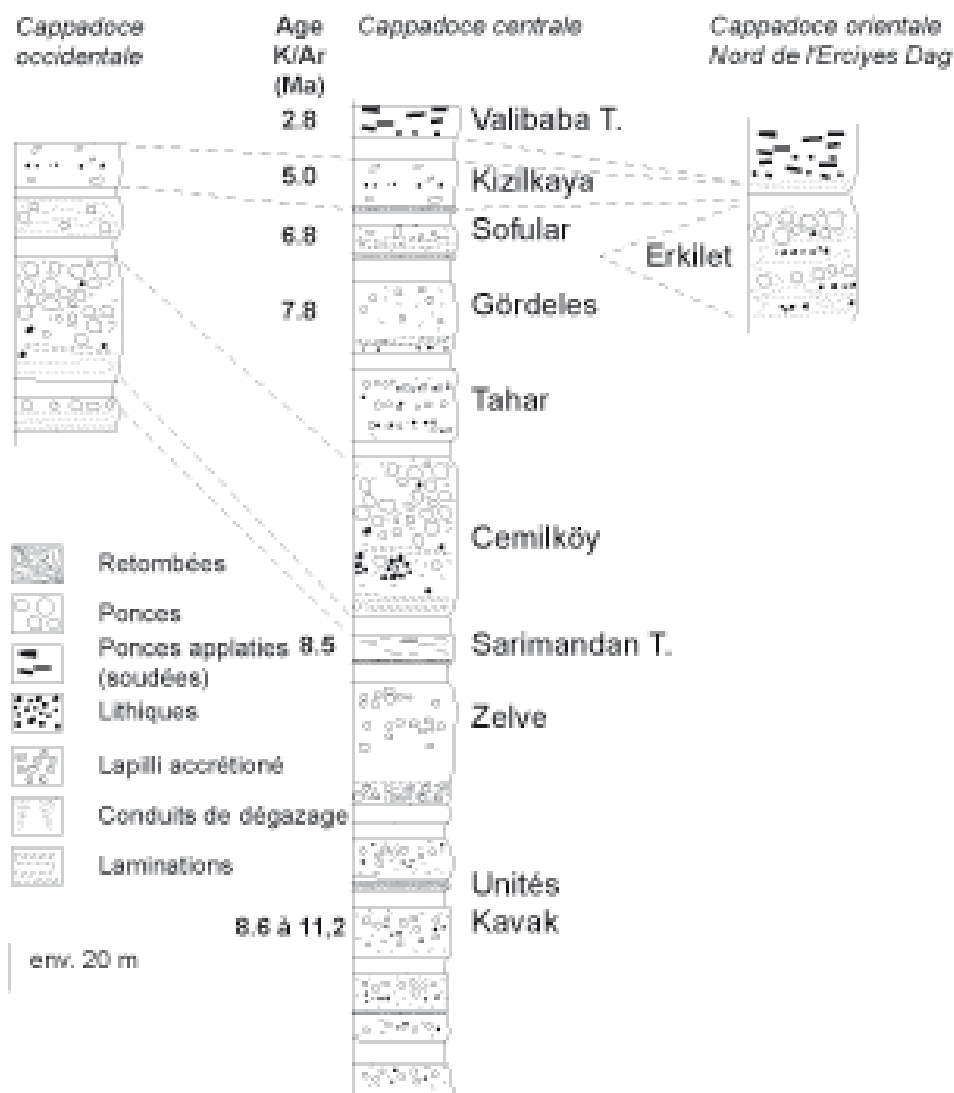


Fig. 2.1 - Stratigraphie synthétique des ignimbrites néogènes de Cappadoce (d'ap. Le Pennec et al., 1994)

2.3.1 – La stratigraphie des ignimbrites est maintenant bien établie

Le Pennec *et al.* (1994) définissent 9 ignimbrites principales (fig. 2.1) en se fondant sur i) les caractéristiques sédimentologiques, ii) les assemblages de phénocristaux et de lithiques, iii) les types de vésiculation des ponces, iv) l'éventuelle association de retombées pliniennes aux ignimbrites.

Les âges radiométriques obtenus par la méthode K/Ar (Innocenti *et al.*, 1975, Besang *et al.*, 1977, Temel 1992) s'étendent du Miocène supérieur au Pliocène (Tabl. 2.1). La plus ancienne de ces ignimbrites est datée de 11,2 Ma et de 8,6 Ma (unité « Kavak »), alors que la plus récente date de 2,8 Ma (unité « Valibaba »). Ces âges confirment les observations paléontologiques de Pasquarè (1968) qui a décrit des fossiles rapportés au Miocène supérieur et au Pliocène dans les terrains sédimentaires interstratifiés entre les unités d'ignimbrite. Des datations complémentaires sont en cours sur les coulées basaltiques et andésitiques parfois interstratifiées entre les ignimbrites (Türkecan, comm. pers.).

Ces 9 unités ont une épaisseur cumulée d'environ 400 m et recouvrent des surfaces atteignant 10600 km² (unité « Kızılkaya »). Les volumes impliqués peuvent dépasser 300 km³ (unité « Cemilköy »); la plus petite de ces ignimbrites, unité « Sofular », représente 1 km³ (équivalent roche dense).

2.3.2 – L'origine géographique des ignimbrites est encore discutée

L'origine géographique des ignimbrites et la localisation des éventuelles caldeiras consécutives à leur mise en place ont fait l'objet de différentes recherches. Les hypothèses ont porté sur les dépressions qui percent le plateau de Nevşehir (cf. *supra*, fig. 1 et Pasquarè *et al.*, 1988; Le Pennec *et al.*, 1994; Froger *et al.*, 1998): plaine de Çiftlik, au nord du Melendizdağ, secteur Acıgöl-Nevşehir, plaine de Derinkuyu et, plus à l'est, plaine du Sultansazlığı au pied de l'Erciyes. Cependant, les arguments morphologiques permettant d'étayer les différentes hypothèses sont rares en raison de l'ancienneté de ces éventuelles structures.

Le Pennec *et al.* (1994) ont tenté de localiser l'origine des différentes unités ignimbritiques à partir d'analyses sédimentologiques permettant de préciser la direction des écoulements. Elles proviendraient de deux centres principaux : le secteur Acıgöl-Nevşehir et la plaine de Derinkuyu.

Les unités « Kavak » et « Zelve » proviendraient du secteur Acıgöl-Nevşehir, alors que les unités « Saramanden », « Cemilköy », « Gördeles » et « Kızılkaya » auraient pour origine l'actuelle plaine de Derinkuyu. Par ailleurs, l'unité « Tahar » proviendrait de l'Hodul Dağ,

l'unité « Sofular » serait issue de l'est d'Ürgüp, et l'unité la plus orientale, « Valibaba », proviendrait du secteur de l'Erciyes Dağ.

A partir de données gravimétriques, de l'analyse de modèles numériques de terrain (MNT) et d'images satellites, Froger *et al.* (1998) ont confirmé les résultats obtenus précédemment par Le Pennec *et al.* (1994). Ainsi, l'anomalie négative de Bouger, indiquant de faibles densités sédimentaires, est forte à proximité de deux secteurs : au sud de Nevşehir et autour de Derinkuyu. Au contraire, les secteurs correspondant aux volcans andésitiques néogènes (Erdaş Dağ, par exemple) ne présentent pas d'anomalie, alors que les affleurements du substrat prévolcanique et en particulier des roches ophiolitiques correspondent à des anomalies positives marquées.

D'après les auteurs, les anomalies négatives marqueraient la position des caldeiras néogènes remblayées par leurs propres produits d'émission. Les données issues des MNT et des images satellites confirment l'origine en partie tectonique de ces dépressions dont la disposition topographique suit les principaux linéaments. Ainsi, la dépression de Derinkuyu est limitée à l'est par la faille du même nom (Froger *et al.*, 1998, Donth *et al.*, 1998).

On doit s'interroger sur le degré de démantèlement des formes. La préservation de la morphologie d'une caldeira dépend de l'évolution postérieure (Lipman, 1984) et de la durée de cette évolution (fig. 2.2). Les facteurs endogènes, principalement le volcanisme, et les facteurs exogènes, comme l'érosion active dès l'arrêt du volcanisme, concourent à l'évolution morphologique. Le volcanisme post-caldeira contribue à modifier les topographies par l'extrusion de dômes et la mise en place de cônes stromboliens. En effet, les accidents cassant qui limitent les caldeiras permettent la remontée du magma. Les événements post-caldeira fossilisent donc souvent ces limites (par exemple : Ferrari *et al.*, 1991 ; Anguita *et al.*, 1991 ; ou Scott & Skilling, 1999) et contribuent à masquer les structures des caldeiras. En outre, une nouvelle remontée de magma en profondeur peut provoquer un bombement (*uplift*) du fond de la caldeira. Ainsi, à partir de l'étude de la caldeira de Valles, Smith & Bailey (1968) ont défini des caldeiras « résurgentes » dont le bloc central, après une subsidence initiale, a été soulevé, généralement sous forme d'un dôme structural. La caldeira de Long Valley est un autre exemple (Nappi, Renzulli & Santi, 1991). Ce bombement atténue la différence d'altitude entre les bords et le fond de la caldeira.

L'érosion *s.l.* est un facteur exogène qui intervient dans l'atténuation des morphologies des caldeiras. L'érosion des versants et le remblaiement de l'effondrement par les sédiments alluviaux et/ou lacustres masque progressivement les reliefs antérieurs.

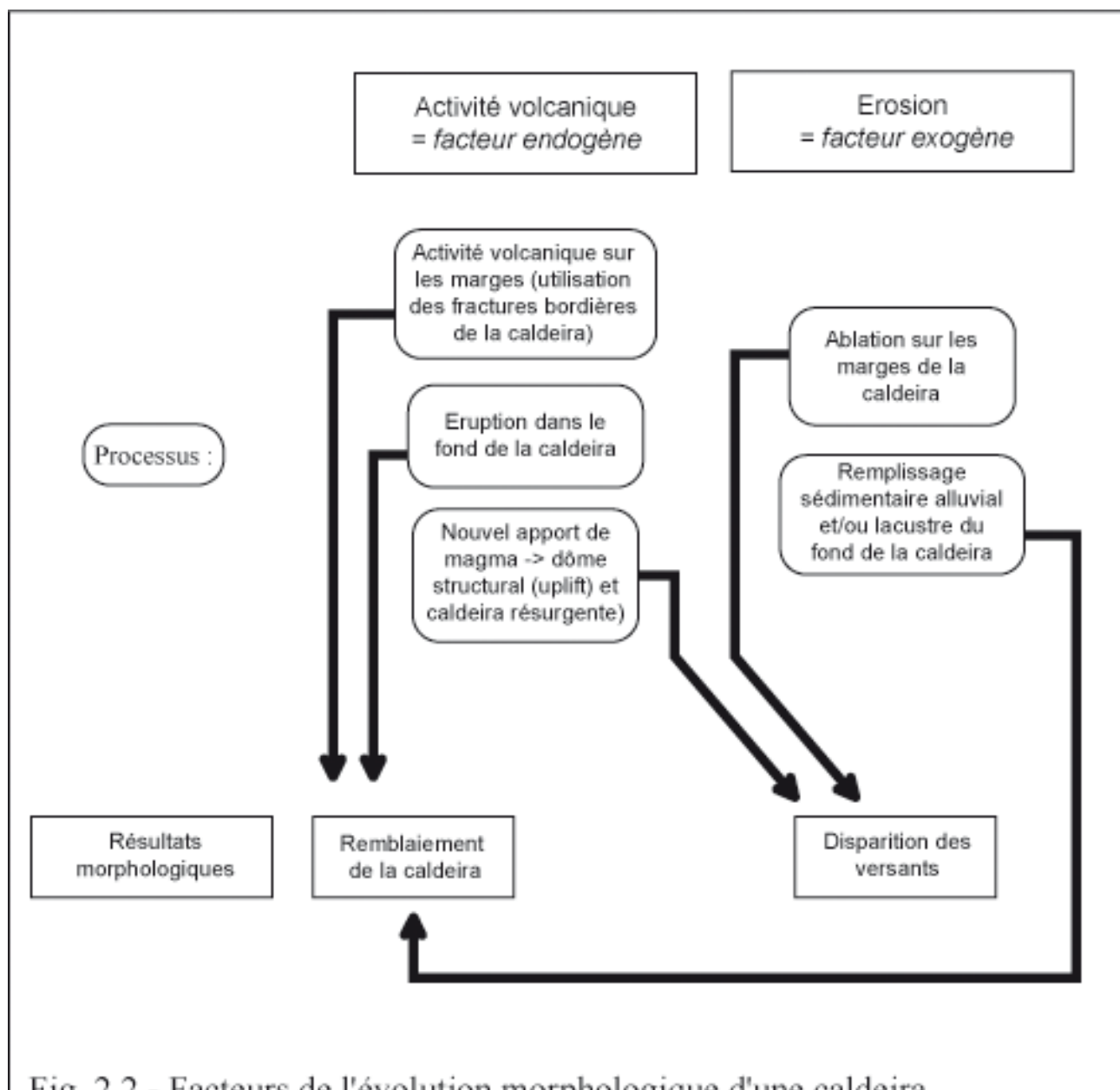


Fig. 2.2 - Facteurs de l'évolution morphologique d'une caldeira

D'ap. Lipman, 1984.

En Cappadoce, le volcanisme et l'érosion post-caldeira expliquent la difficulté à identifier les caldeiras néogènes. En particulier, le volcanisme quaternaire a profondément bouleversé les structures néogènes, et nous montrerons plus bas que les complexes rhyolitiques quaternaires recoupent en partie les structures d'effondrement néogènes, modifiant totalement les morphologies antérieures.

2.3.3 – La genèse et l'histoire des paysages ignimbricitiques de Cappadoce restent à écrire

La genèse des paysages développés sur les ignimbrites de Cappadoce, comme les processus à l'œuvre et la chronologie sont encore mal connus. Nous pouvons cependant décrire deux types de paysages différents.

Les paysages les plus célèbres sont situés dans un étroit secteur limité par les villes de Nevşehir, Ürgüp et Avanos. Là, l'érosion a sculpté dans les unités « Sofular », « Gördeles » ou « Tahar », des paysages de *bad-lands*, aux pénitents et cheminées de fée célèbres. Les interfluves correspondent à des glacis d'érosion où le dispositif structural des unités est recoupé par la topographie. La présence de couvertures alluviales témoigne de l'histoire complexe de l'élaboration de ces surfaces parfois déformées par des mouvements tectoniques de basculement ou de décrochement.

L'unité terminale « Kızılkaya » affleure à l'ouest et au sud du précédent secteur. Cette unité est beaucoup plus résistante que les précédentes et joue un rôle protecteur, expliquant les morphologies tabulaires qui s'y développent. Le réseau hydrographique constitué par la Melendiz et ses affluents incise un plateau sur une profondeur de 150 m, par exemple dans les gorges d'Ihlara. Le plateau forme une surface sub-structurale, armée par l'unité « Kızılkaya » et les versants concaves des vallées présentent de belles corniches sommitales atteignant une vingtaine de mètres de commandement. Au contraire, les bas de versant sont formés par les unités d'ignimbrites plus tendres : l'érosion y a sculpté les modelés caractéristiques.

Conclusion du chapitre 2

Dans le secteur étudié, le substrat pré-volcanique joue un très faible rôle dans la morphologie. En effet, la plus grande partie de la région a été recouverte par les produits du volcanisme néogène puis quaternaire. Les restes des stratovolcans andésitiques néogènes (Melendizdağ, Erdaş Dağ, par exemple) dominent encore les plaines et plateaux cappadociens. Mais ils ont été démantelés par l'érosion et par le volcanisme postérieur, et les modelés d'incision dominant.

Les ignimbrites néogènes ont en partie fossilisé ces stratovolcans andésitiques néogènes. Un modèle d'érosion de *bad lands* domine lorsque les unités les plus tendres affleurent, notamment au nord-est de Nevşehir. Ailleurs, ces unités arment un plateau dont le sommet correspond à une surface sub-structurale.

Les structures néogènes ont été en partie reprises et détruites par le volcanisme quaternaire. L'édification du Hasandağ s'est faite aux dépens du Keçikalesi Tepe. De même, les caldeiras quaternaires du Göllüdağ et d'Acıgöl sont localisées au niveau des caldeiras néogènes de Derinkuyu et de Nevşehir-Acıgöl définies par Frogier *et al.* (1998).

Chapitre 3 :

Formes et dynamiques du volcanisme quaternaire de Cappadoce

Le volcanisme quaternaire a pris trois formes différentes. D'une part, deux grands stratovolcans, le Hasandağ et l'Erciyes sont localisés à l'intersection des systèmes de failles Tuz gölü-Ecemiş et Kızılırmak-Niğde. D'autre part, de nombreux appareils monogéniques parsèment l'ensemble de la province volcanique. Enfin, deux complexes rhyolitiques réoccupent partiellement les caldeiras néogènes définies par Le Pennec *et al.* (1994) et Froger *et al.* (1998).

3.1 – Les stratovolcans

3.1.1 – Le Hasandağ

Le Hasandağ est un stratovolcan culminant à plus de 3200 m. Il domine, à l'ouest, le bassin du Tuz gölü et au sud la plaine d'Ereğli-Niğde. Le Hasandağ s'élève à plus de 2000 m au-dessus de ces trois ensembles aux altitudes comprises entre 1000 et 1200 m. A l'est, il s'appuie sur le Keçiboyduran (2752 m), massif andésitique témoignant de l'ancienne extension des stratovolcans néogènes, dont il est séparé par la faille du Tuz gölü. Il possède deux cônes terminaux, le Büyük Hasandağ (« Grand Hasandağ », 3268 m), et le Küçük Hasandağ (« Petit Hasandağ », 3069 m). Le Küçük Hasandağ est situé au sud-est du Büyük Hasandağ et en est distant d'environ 3,5 km. En outre, il est plus « lavique » (dômes et dômes-coulés) alors que le Büyük Hasandağ est essentiellement pyroclastique. Le stratovolcan couvre une superficie de 760 km² et ses produits ont un volume estimé à 354 km³, selon le modèle numérique de terrain réalisé par Aydar (1992).

La géomorphologie du secteur Hasandağ – Keçiboyduran a été étudiée par Emre (1991) et l'histoire géologique du Hasandağ Aydar (1992) et Aydar *et al.* (1998). Cependant, la chronologie absolue de l'édification du volcan reste à établir. Les datations radiométriques sont éparses et n'apportent que quelques jalons. Cependant, Pastre *et al.* (1998) ont proposé une téphrochronologie des produits éruptifs les plus récents (Pléistocène supérieur) du flanc nord-est du massif.

3.1.1.1 – L'édification du volcan

Aydar (1992) a mis en évidence quatre étapes d'édification du volcan, chacune se terminant par l'effondrement d'une caldeira. Les deux premières sont antérieures au Quaternaire (tabl. 2.1 et 3.1). Le **Keçikalesi Tepe**, ou « paléo-Hasandağ », est situé au sud-ouest du Hasandağ actuel et culmine à 1717 m. Des laves du Keçikalesi Tepe ont été datées de 13 Ma par Besang *et al.* (1977). L'édifice est recoupé par l'effondrement d'une caldeira dont seuls les flancs nord-ouest sont encore visibles, avec un escarpement de 200 m environ de forme semi-circulaire, dont on ne connaît pas l'âge. Ce premier édifice, contemporain des stratovolcans andésitiques décrits plus haut, est recouvert par les produits du « **paléovolcan** », visibles au nord-ouest du Hasan Dağ, à proximité du village de Dikmen. Des laves d'andésite basaltique ont été datées de $7,21 \pm 0,09$ Ma par Aydar *et al.* (1998).

Les deux phases suivantes sont rapportées au Pléistocène (Tabl. 3.1). Le « **mésovolcan** » comprend des dômes-coulées et des laves. Son activité terminale est responsable de la mise en place de coulées pyroclastiques visibles au nord de l'édifice, puis de l'effondrement d'une nouvelle caldeira.

Le « **néovolcan** » est développé dans cette caldeira. Son activité associe des nuées ardentes et l'extrusion de dômes et de dômes-coulées, avec notamment la mise en place des deux « cônes » terminaux : le Büyük Hasandağ et le Küçük Hasandağ (Aydar, 1992). L'extrusion de ces dômes a parfois été précédée par la mise en place de ponces (retombées pliniennes, formant de petits lits d'une dizaine de cm). Le sommet du Büyük Hasandağ comprend deux cratères emboîtés. Dans le cratère intérieur, un petit cône s'est mis en place, atteignant 3268 m. Deux coulées ont été datées de 33 ± 2 et de 29 ± 1 ka (Kuzucuoğlu *et al.*, 1998a ; Pastre *et al.*, 1998). A l'ouest du Büyük Hasan Dağ, à proximité du village de Dikmen, une coulée s'est développée vers le sud : elle a livré un âge < 0 ka (Kuzucuoğlu *et al.*, 1998a ; Pastre *et al.*, 1998), suggérant une activité historique.

3.1.1.2 – Les pyroclastites du nord-est du méso-volcan

Les travaux menés sur le versant nord-est du stratovolcan par Pastre *et al.* (1998) ont porté sur les produits pyroclastiques issus de la destruction d'une partie de l'édifice, antérieurement à la mise en place des cônes terminaux. Les auteurs ont mis en évidence une activité plinienne caractérisée par 4 retombées ponceuses, dont la première pourrait provenir du Göllüdağ, et auxquelles ont succédé une avalanche de débris et une coulée de ponces. Les datations ¹⁴C réalisées sur des paléosols interstratifiés et reposant sur les retombées pliniennes ont livré des âges à la limite technique de méthode (> 30000 ans). Ensuite l'activité du Hasandag se serait

Tabl. 3.1 - Datations radiométriques du volcanisme quaternaire							
de la Province d'Anatolie centrale							
Secteur / Volcan	Localisation	Matériel	Echantillon n°	Méthode	Age Ka	+/- 1 σ	References
Hasandag :							
Hasandag	?	Rhyolitic dome	?	K/Ar	700.0	+/- ?	Aydar <i>et al.</i> , 1998
Leskeritepe	S Hasan Dag, strombolian cone,	Basaltic andesit	CK8980	K/Ar	423.5	+/- 6	Olanca, 1994
Hasandag	1 km E of Taspinar village	Obsidienne (in ignimbrite ?)	?	TdF	390.0	+/- 5	Biggazi <i>et al.</i> , 1997
Hasandag	Flanc ouest du stratovolcan	Basalte à olivines-augites	HA01	K/Ar	270.0	+/- 20	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Hasandag	Obsidienic dome	?	?	K/Ar	170.0	+/- 1	Aydar <i>et al.</i> , 1995
Hasandag, N	Champ basaltique	Basaltic lava	?	?	~120	-	Ercan <i>et al.</i> 1990
Hasandag, N	id. cône de scorie dans un maar	basalt	?	K/Ar	36.0	+/- 1	Gillot, non publié, cité par Aydar, 1992
Hasandag NW	Yukari Dikmen	Andésite basaltique	CKUZ-2	K/Ar	33.0	+/- 2	Kuzucuoglu <i>et al.</i> , 1998
Hasandag NW	Yukari Dikmen	Andésite basaltique	CKUZ-3	K/Ar	29.0	+/- 1	Kuzucuoglu <i>et al.</i> , 1998
Hasandag	Flanc ouest du stratovolcan	?	HA02	K/Ar	20.0	+/- 10	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Hasandag	?	?	?	K/Ar	13.7	+/- 0.3	Besang <i>et al.</i> , 1977
Hasandag	?	?	?	K/Ar	12.4	+/- 0.6	Besang <i>et al.</i> , 1977
Hasandag	?	Andesitic dome	?	K/Ar	~6	-	Gillot, 1992, non publié, cité dans Aydar (1992), et Olanca 1994.
Hasandag NW	Yukari Dikmen	Andésite basaltique	CKUZ-1	K/Ar	0.0	+/- 3	Kuzucuoglu <i>et al.</i> , 1998
Erciyes :							
Erciyes Dag	Soysalli, S Erciyes Dag	dacitic lava flow	U83	K/Ar	900	+/- 20	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Erciyes Dag	3,5 km S ER13	Hypersthen-augit andesit	ER20	K/Ar	700	+/- 50	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Erciyes Dag	W Develi	Hypersthen-augit andesit	ER23	K/Ar	600	+/- 40	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Erciyes Dag	?	Basaltic andesite (I)	?	?	530	+/- 40	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	Kizilviran, W flanc Erciyes Dag	low silica andesitic lava flow	U84	K/Ar	300	+/- 10	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Erciyes Dag	?	Basaltic andesite (I)	?	?	290	+/- 40	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	S Incesu	Augit-hypersthen andesit	ER11	K/Ar	210	+/- 40	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Erciyes Dag	S Kayseri	hypersthen andesite	ER26	K/Ar	170	+/- 10	Notsu <i>et al.</i> , 1995
Erciyes Dag	?	Basaltic andesite (II)	?	?	150	+/- 70	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	?	?	?	?	140	+/- 20	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	?	?	?	?	130	+/- 20	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	?	?	?	?	115	+/- 20	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	?	?	?	?	110	+/- 30	Ercan <i>et al.</i> , 1994
Erciyes Dag	Karigtepe	Augit-hypersthen andesit	ER25	K/Ar	80	+/- 10	Notsu <i>et al.</i> , 1995

Tabl. 3.1 - Datations radiométriques du volcanisme quaternaire de la Province d'Anatolie centrale

								(suite)
Secteur / Volcan	Localisation	Matériel	Echantillon n°	Méthode	Age Ka	+/-	1 σ	References
Edifices monogéniques de la Province volcanique d'Anatolie centrale :								
Kizirtepe region	Anatepe	Olivine basalt	KT13	K/Ar	120	+/- 20		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Kizirtepe region	Mahmutlutepe	Olivine basalt	KT12	K/Ar	100	+/- 10		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Kizirtepe region	Yapraktepe	Olivine basalt	KT16	K/Ar	90	+/- 10		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Kizirtepe region	Anatepe	Olivine basalt	KT14	K/Ar	70	+/- 10		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Kizirtepe region	Kizirtepe	Olivine basalt	KT11	K/Ar	60	+/- 20		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	?	?	EG13	K/Ar	1150	+/- 80		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	Igredag	Olivine basalt	EG22	K/Ar	710	+/- 110		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	SE Obruk	Olivine basalt	EG19	K/Ar	530	+/- 80		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	E Obruk	Olivine basalt	EG17	K/Ar	470	+/- 60		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	S Obruk	Olivine basalt	EG15	K/Ar	420	+/- 30		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	S Obruk	Olivine basalt	EG21	K/Ar	420	+/- 16		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Egrikuyu region	S Obruk	Olivine basalt	EG16	K/Ar	330	+/- 80		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Karapinar region	E de Karapinar	Augit-olivine basalt	KP17	K/Ar	360	+/- 20		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Karapinar region	E de Karapinar	Augit-olivine basalt	KP15	K/Ar	340	+/- 20		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Karapinar	Mekedag	Basalt	CK8919	K/Ar	280	+/- 7		Olanca, 1994
Karapinar region	?	?	KP01	K/Ar	250	+/- 50		Notsu <i>et al.</i> , 1995
Karapinar region	E de Karapinar	Olivine-hypersthen andesit	KP18	K/Ar	160	+/- 10		Notsu <i>et al.</i> , 1995

déplacée vers l'ouest, où affleure actuellement une série de nuées ardentes à la morphologie particulièrement fraîche.

3.1.1.3 – L'activité basaltique associée

Trois générations d'**activité basaltique** sont associées à chacune des étapes d'édification du stratovolcan. L'activité la plus récente s'exprime par un cône parasite à l'ouest et par un champ basaltique au nord-ouest du Büyük Hasandağ, qui comprend deux maars (phréatomagmatique et phréatique) et 8 cônes ainsi que des coulées fissurales couvrant 65 km². Les événements sont alignés selon des directions perpendiculaires nord-ouest sud-est et nord-est sud-ouest. L'événement phréatomagmatique est rempli par un cône daté de 34000 ± 7000 ans (Aydar, 1992). Ercan *et al.* (1990) indiquent des âges compris entre 120000 et 65000 ans concernant des édifices du même secteur, mais non localisés.

3.1.2 – L'Erciyes Dağ

Avec un sommet situé à 3917 m, ce stratovolcan constitue le point culminant de la Cappadoce. Il domine la plaine du Sultansazlığı (au sud) dont le fond se situe à environ 1100 m et celle de Kayseri-Tuzla (au nord). Ces deux plaines ont fonctionné comme un bassin en *pull-apart* (Koçyiğit & Erol, 2001), le long de la faille d'Ecemiş, segment de la grande faille centre-anatolienne (CAFZ, Koçyiğit & Beyhan, 1998). Cette dépression sépare, à l'ouest, le plateau cappadocien armé par les ignimbrites néogènes atteignant localement 1950 m, des massifs andésitiques néogènes du Koçdağ et du Develidağ situés à l'est. Au sud du Sultansazlığı se situent les contreforts calcaires du Taurus, avec notamment l'Aladağ (3373 m).

Ce volcan a été étudié par Şen (1997). Şen *et al.* (2003) ont identifié une caldeira liée à l'émission de l'unité ignimbritique néogène « Valibaba ». Les aspects pétrographiques ont été étudiés par Ayrancı (1969, 1992), et plus récemment par Türkecan *et al.* (1998) qui ont réalisé une cartographie géologique au 1:25000 de l'ensemble du stratovolcan. Ercan *et al.* (1994) ont proposé une approche géochimique et géochronologique. En 1998, Kürkcüoğlu *et al.* ont étudié l'évolution magmatologique du volcan. En revanche, les produits explosifs ont été très peu décrits, et la téphrochronologie du stratovolcan n'a pas encore été établie.

Selon Kürkcüoğlu *et al.* (1998) et Şen *et al.* (2003), l'évolution volcanologique de l'Erciyes Dağ présente deux stades principaux. Le stade du « Koçdağ » est principalement composé de laves alcalines (basaltes, andésites et andésites basaltiques) qui forment la partie orientale du stratovolcan. Cette activité est synchrone de la mise en place des volcans

néogènes décrite plus haut. Un basalte alcalin, situé à la base de la séquence, a été daté de 4,4 Ma environ par Ayrancı (1969) (Tabl. 2.1 et 3.1). L'unité ignimbritique « Valibaba » qui clôt ce stade a été datée de 2,7 à 3 Ma par Innocenti *et al.* (1975).

Le second cycle correspond à la mise en place de **l'Erciyes quaternaire**. Il associe un volcanisme lavique dont les produits sont de composition variée allant des basaltes aux rhyolites et comprenant tous les intermédiaires, à un volcanisme explosif comprenant des écoulements pyroclastiques, des retombées pliniennes et des déferlantes. Les laves sont liées aux événements centraux et adventifs. Les âges s'étendent de 2,5 à 0,083 Ma (Notsu *et al.*, 1995). Plus de 150 cônes adventifs sont alignés de manière radiale de part et d'autre de l'événement central (Toprak, 1998). Au sud du stratovolcan et à l'ouest de Develi, d'épaisses retombées ponceuses sont associées à des écoulements pyroclastiques dirigés vers le sud.

3.2 – Les appareils monogéniques

Dans la province volcanique d'Anatolie centrale, Toprak (1998) a dénombré plus de 824 événements, y compris les cônes adventifs des grands stratovolcans. Ces appareils sont des cônes stromboliens, parfois associés à un maar préexistant, mais également des dômes localisés à l'intérieur des complexes rhyolitiques, et plus rarement des maars. Les âges obtenus sur les échantillons provenant de ces appareils monogéniques appartiennent tous au Pléistocène.

Keller (1974) a étudié les maars du secteur de Karapınar (au sud-ouest de la Cappadoce). Ercan et collaborateurs se sont intéressés aux aspects géochimiques et géochronologiques des secteurs Hasandağ – Karacadağ (1990), du nord de la plaine de Derinkuyu (1987), et du secteur d'Acıgöl (1991). Ces données sont reprises et synthétisées dans l'article de Notsu *et al.* (1995) qui concerne l'Anatolie centrale et orientale. La thèse d'Olanca (1994) est centrée sur la géochimie des laves des appareils monogéniques quaternaires de Cappadoce. Toprak a proposé en 1998 une étude de la répartition des appareils monogéniques d'Anatolie centrale, et de sa relation avec la tectonique régionale.

A la suite de Toprak (1998), nous pouvons distinguer cinq secteurs principaux (cf. *supra*, Fig. 1.5 et Tabl. 3.1).

Au sud-ouest de la province volcanique, le **secteur de Karapınar** comprend une dizaine d'appareils stromboliens, ainsi que 4 maars alignés selon des directions préférentielles perpendiculaires sud-ouest nord-est et nord-ouest sud-est (Keller 1974). Ces appareils reposent sur des coulées dont les âges s'étendent de 0,36 à 0,16 Ma (Notsu *et al.*, 1995). Des scories basaltiques provenant d'un de ces édifices et retrouvées dans la sédimentation de la

plaine d'Ereğli sont intercalés entre des niveaux riches en matière organique, ayant été daté par ^{14}C de 24400 ± 800 et de > 33000 ans BP (Kuzucuoğlu *et al.*, 1998).

Le secteur compris **entre le Karacadağ et le Hasandağ** est celui où les édifices sont les plus nombreux. Les cônes forment des alignements dont la direction varie d'ouest en est, de nord-est sud-ouest à nord-sud puis à nord-ouest sud-est. En se rapprochant de la faille du Tuz gölü, les alignements deviennent parallèles à cet accident. L'un de ces cônes est tranché par un accident parallèle à cette faille, dont le décrochement vertical est de 25 m (Toprak, 1998). Il semble que ce soit ce même édifice (Leşkeri Tepe) qui ait été daté de $423,5 \pm 6$ Ka (Olanca, 1994). Cet âge est cohérent avec ceux obtenus par Notsu *et al.* (1995), dont les dates s'étendent de 710 à 330 Ka.

Le troisième secteur est celui du **Keçiboyduran-Melendiz**, le long de la faille du même nom, qui est parallèle à l'accident du Tuz gölü. Ces cônes sont groupés, d'une part au nord-ouest du Keçiboyduran, et d'autre part au sud du Melendiz Dağ, à proximité de Bor. Fossilisés par les produits du Hasan Dağ, ces appareils sont considérés comme plus anciens que ceux des autres secteurs.

Toprak (1998) définit un quatrième secteur rassemblant le **nord de la plaine de Derinkuyu et le secteur d'Acıgöl**. Les édifices sont globalement alignés selon une direction nord-sud (Batum, 1978 ; Toprak, 1998). Dans la plaine de Derinkuyu, on observe une trentaine d'édifices stromboliens, et un maar accueillant un lac, le Nar Gölü. Un sondage y a été réalisé afin d'en étudier l'intérêt géothermal (Akbaşlı 1992 ; Ölmez & Gevrek, 1991). Les pyroclastites de ce maar ont été étudiées par Gevrek & Kazancı (2000). Le secteur d'Acıgöl correspond à un complexe rhyolitique, comprenant une dizaine de dômes extrudés postérieurement à l'effondrement de la caldeira (Mouralis *et al.*, 2002). Les obsidiennes associées à ces dômes ont livré des âges par traces de fission compris entre 180 et 20 ka (Bigazzi *et al.*, 1993).

Le cinquième secteur est celui de **l'Erciyes**. Toprak (1998) y a dénombré plus de 150 événements qui constituent autant de cônes adventifs du stratovolcan et qui sont alignés le long de fractures radiales par rapport à l'événement principal.

3.3 – Les complexes rhyolitiques

Les deux complexes rhyolitiques du Göllüdağ et d'Acıgöl se situent respectivement au sud et au nord du massif andésitique de l'Erdaş Dağ. Chaque complexe associe une caldeira dont l'effondrement est lié à la mise en place des principales pyroclastites, et des dômes extrudés

postérieurement au sein de la structure d'effondrement (Mouralis *et al.*, 2002). Les deux complexes sont de taille comparable, et leur plus grand axe est d'environ 12 km.

La caldeira d'Acıgöl a été reconnue pour la première fois par Yıldırım et Özgür (1981). Druitt *et al.* (1995) en ont étudié les produits d'émission et ont proposé une chronologie de son fonctionnement. Kazancı, Gevrek & Varol (1995) ont décrit les produits du maar d'Eski Acıgöl, localisé au nord-ouest du complexe, et Roberts *et al.*, (2001) ont étudié les sédiments lacustres du maar et ont proposé une interprétation paléoenvironnementale du Tardiglaciaire à l'Holocène. Dans ces sédiments, sept téphras ont été identifiés par Kuzucuoglu *et al.* (1998a), dont les âges ^{14}C s'étendent de 14000 à 7000 cal. BP, et Mouralis *et al.* (2001) ont montré l'origine purement locale de ces retombées provenant de l'un des dômes rhyolitiques du complexe.

Les recherches réalisées sur les obsidiennes ont permis de dater les dômes rhyolitiques auxquelles elles sont associées. Les obsidiennes du Göllüdağ datent du Pléistocène moyen alors que celles d'Acıgöl sont datées du Pléistocène supérieur (Bigazzi *et al.*, 1993 et 1997, Chataigner, Poidevin & Arnaud, 1998).

La deuxième et la troisième parties de notre étude sont consacrées à l'étude du fonctionnement de ces complexes, et de leur rôle dans la modification des paysages.

3.4 – L'activité volcanique préhistorique et historique

Les deux stratovolcans, l'Erciyes Dağ et le Hasandağ ont été actifs au cours du Pléistocène et probablement jusqu'à l'Holocène. Les produits des explosions évoquées de façon hypothétique par des témoignages préhistoriques (Melaart, 1953, 1993) et historiques (Türkecan *et al.*, 1998) n'y ont pas encore été identifiés.

3.4.1 - Le Hasan Dağ

3.4.1.1 – L'activité la plus récente datée par les méthodes radiométriques

Si les différentes étapes de l'édification du volcan semblent maintenant assez bien connues (cf. *supra*, section 3.1.1), la chronologie de la mise en place du méso- et du néo-volcan reste encore à préciser. Les produits les plus récents de l'activité du Hasandag ont été identifiés au nord-ouest du volcan. Besang *et al.* (1977) ont publié deux dates K-Ar obtenues sur des coulées d'andésite : 13700 ± 300 ans et 12400 ± 600 ans ; cependant les auteurs ne précisent pas la position exacte des échantillons. C'est également un échantillon d'une coulée d'andésite basaltique provenant de ce versant nord-ouest, près du village de Dikmen, qui a

livré un âge K/Ar de 0 ± 3000 ans (Kuzucuoğlu et al., 1998). Ce résultat confirme le caractère quasi-actuel de l'activité du volcan. En outre, Aydar (1992) affirme que des fumerolles sont visibles au sommet du Büyük Hasandağ. Aucune trace n'en a été observée lors de notre ascension en juillet 2001, ni en août 1997 (Kuzucuoğlu, comm. pers.).

3.4.1.2 – La fresque de Çatal Höyük

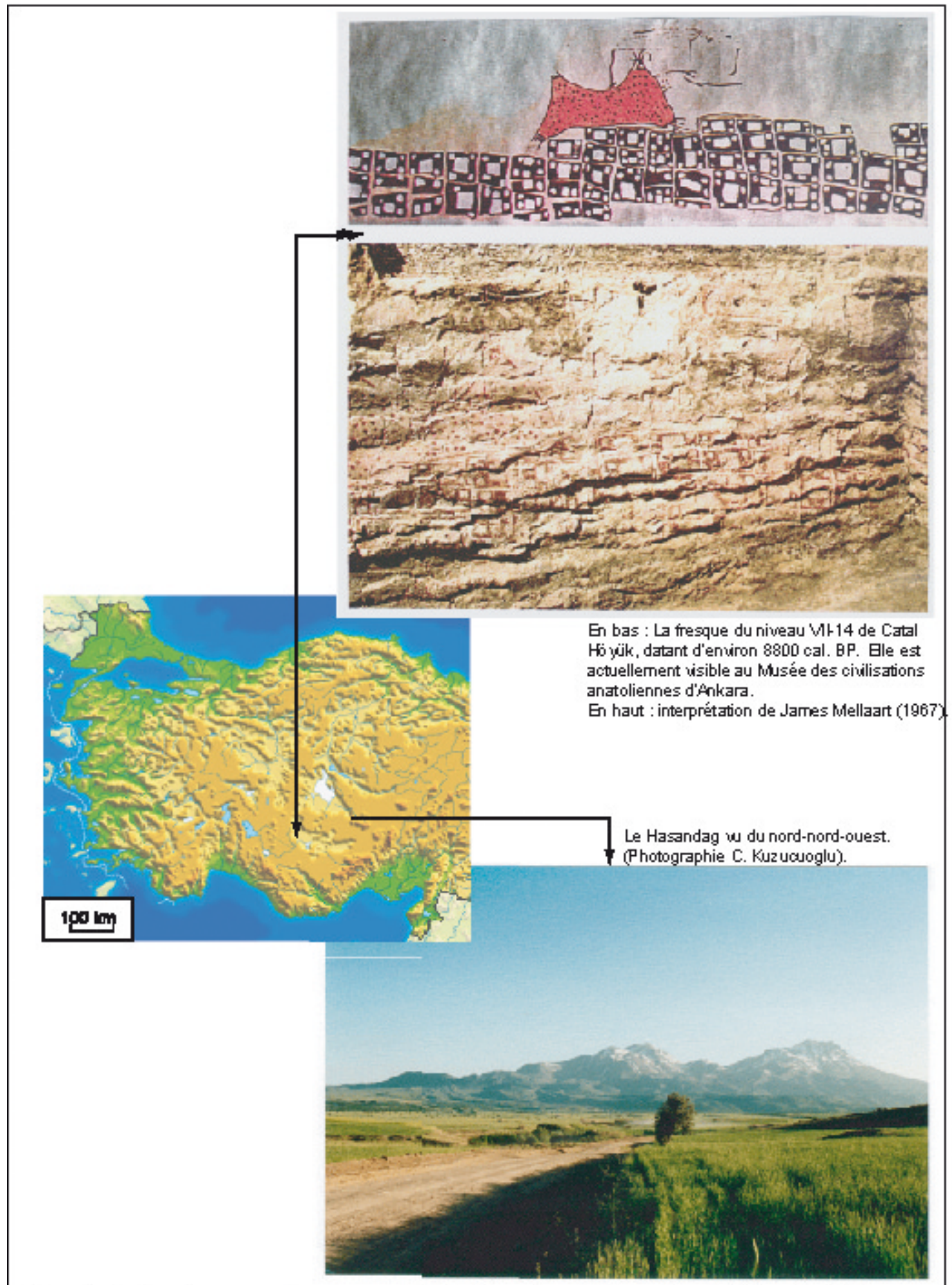
Le site de Çatal Höyük est un tell (höyük = tell) situé sur un cône alluvial, au sud-est de Konya, à environ 150 km à vol d'oiseau du Hasandağ. Considéré comme l'un des principaux sites archéologiques néolithiques de Turquie, il a été fouillé à la fin des années 1950 et au début des années 1960, sous la direction de l'archéologue britannique James Mellaart.

J. Mellaart a publié des dessins (1967, 1993) reproduisant ses interprétations des peintures murales des maisons du site de Çatal Höyük. Plusieurs fresques y sont interprétées comme représentant une éruption volcanique. Malheureusement, seule l'une de ces fresques « volcaniques » a été conservée. Elle se trouve aujourd'hui au Musée des Civilisations Anatoliennes d'Ankara. Il s'agit de la fresque du niveau VII-14 dont l'âge ^{14}C étalonné par dendrochronologie est d'environ 8800 BP (6800-6700 av. JC). La dégradation des couleurs rend, cependant, de plus en plus difficile l'identification des motifs représentés.

Le dessin interprétatif de l'auteur représente (fig. 3.1) au premier plan, une série de carrés noirs dont la partie centrale est laissée en blanc, surmontée (au deuxième plan ?) par une forme orangée tachetée de points noirs. Cette dernière a vaguement une forme de quadrilatère, dont les angles auraient été étirés vers la périphérie. Ces angles sont prolongés par des petits traits noirs. Au-dessus du quadrilatère, au milieu des deux sommets supérieurs, un trait noir est orienté verticalement, et semble se poursuivre par des pointillés, qui ont une direction horizontale. Deux autres traits verticaux sont situés à droite du sommet supérieur droit de la forme, et deux autres traits horizontaux sont situés sur le côté droit.

L'interprétation de l'auteur est la suivante : les carrés noirs correspondent à des maisons et la partie centrale en représente les cours intérieures. La forme orangée est un volcan à deux cônes. Les traits et pointillés correspondent à l'éruption d'un des cônes, et représentent un panache de cendres et de blocs.

Des archéologues et volcanologues se sont passionnés pour cette interprétation et ont cherché le volcan représenté sur la fresque. De nombreux candidats, actifs au cours du Quaternaire, existent dans la région de Çatal Höyük. Il pourrait s'agir d'un stratovolcan proche, le Karadağ ou d'un des cônes stromboliens à proximité de Karapınar



En bas : La fresque du niveau VII-14 de Catal Höyük, datant d'environ 8800 cal. BP. Elle est actuellement visible au Musée des civilisations anatoliennes d'Ankara.

En haut : interprétation de James Mellaart (1967).

Le Hasandag vu du nord-nord-ouest.
(Photographie C. Kuzucuoglu).

Fig. 3.1 - La fresque du niveau VII-14 de Catal Höyük (~8800 cal. BP), l'interprétation de Mellaart (1967) et le Hasandag

(cf. *supra*, I, 2.3). Cependant les dates K/Ar obtenues sur ces derniers sont trop anciennes. Le candidat le plus sérieux apparaît donc comme le Hasandağ, notamment en raison de ses deux cônes. Cette fresque pourrait alors représenter la mise en place de la grande nuée ardente, non datée, qui empâte le flanc nord-ouest du stratovolcan. D'après Aydar & Gourgaud (1998), elle correspondrait plutôt à l'extrusion du Kurt Tepe (2707 m d'altitude), un dôme andésitique, également non daté, à la morphologie particulièrement fraîche, situé entre le Büyük et le Küçük Hasandağ.

3.4.1.3 – Problèmes soulevés par l'interprétation de J. Mellaart

Les problèmes soulevés par l'interprétation de J. Mellaart peuvent se résumer à deux questions fondamentales :

- **La forme orange sur la fresque est-elle bien un volcan ?**
- **Si oui, s'agit-il du Hasandağ ?**

Il nous est difficile de répondre à la première question ; un spécialiste de l'art pictural mural pourrait peut-être apporter un éclairage nouveau. Les sciences de la terre ne peuvent pas répondre à cette question.

L'abondance des dessins de Mellaart, reproduits par Féraud (1994), aurait pu lever le doute. Cependant, les peintures originales sont perdues et aucun film ni photographie n'ont été réalisés. Seule, l'interprétation de l'auteur suggère la réalité d'une éruption volcanique représentée par les peintures.

Pour répondre sans ambiguïté à la seconde question, il faudrait retrouver des produits éruptifs dont l'âge s'accorderait avec celui de la fresque du niveau VII-14. L'interprétation de la fresque suggère un phénomène explosif et pourrait s'accorder avec la mise en place de la nuée ardente du flanc nord-ouest du stratovolcan, dont cependant aucun élément ne permet de dater sa mise en place. Les épisodes effusifs les plus récents remontent à la fin du Pléistocène (Besang *et al.*, 1977), bien que la date publiée par Kuzucuoglu *et al.*, (1998), suggère une activité lavique « sub-actuelle ».

3.4.2 – L'Erciyes Dağ

Les âges radiométriques les plus récents obtenus sur des échantillons provenant du stratovolcan remontent à 80 Ka (tabl. 3.1). Des témoignages historiques de l'époque antique suggèrent cependant que l'Erciyes (le mont Argée des Anciens), situé à quelques kilomètres de l'ancienne Césarée (aujourd'hui Kayseri) était actif il y a 2000 ans.

Le témoignage le plus célèbre est celui de Strabon qui, dans sa *Géographie*¹, décrit une activité de type fumerollienne, sur les flancs du stratovolcan et dans la dépression du Sultansazlıđı :

« En allant un peu plus loin, on atteint **des plaines qui, sur un espace de plusieurs stades, renferment du feu et abondent en puits à fournaise**. C'est pourquoi Mazaca [nom ancien d'Eusebia, devenue Caesarea, entre 9 et 12 av. JC.] doit faire venir de très loin son approvisionnement. Et il n'est pas jusqu'aux avantages apparents de cette contrée qui ne recèlent leur danger, car tandis que la Cappadoce entière, ou presque, est dépourvue de bois et que l'Argée, au contraire, est couvert de forêts sur tout son pourtour, ce qui permet aux habitants de Mazaca d'en exploiter le bois à portée de main, les lieux situés immédiatement au-dessous de celles-ci renferment en plusieurs endroits **des feux souterrains en même temps qu'ils sont imprégnés d'eau froide, sans cependant que ni ce feu, ni cette eau ne se manifestent en surface**. Aussi sont-ils en majeure partie recouverts d'herbages. Mais il arrive par endroits que le **sol soit marécageux et que, la nuit, s'y allument des flammes**. Les hommes d'expérience, donc, se tiennent sur leurs gardes pendant qu'ils abattent le bois, mais pour le plus grand nombre ces lieux sont dangereux et ils le sont plus encore **pour les bêtes de somme, qui tombent dans des puits à feu invisibles** ».

Le second témoignage est plus indirect. Dès l'époque hittite puis perse, une sorte de « culte » est rendu à la montagne, en raison de son inaccessibilité et de sa proximité supposée avec les dieux, mais aussi probablement en raison d'une activité tellurique. Ce culte se poursuit à l'époque romaine, comme en témoignerait un temple retrouvé au sommet du stratovolcan (Féraud, 1994). En outre, une série de pièces de monnaie, de l'époque de Septime Sévère (empereur de 193 à 211) et de Sévère Alexandre (empereur de 222 à 235) qui battaient monnaie à Césarée, représente sur l'une de leurs faces l'empereur, et sur l'autre, le stratovolcan. Ce dernier, généralement accompagné d'attributs divins (temple, étoile, croissant de lune) ou même d'une divinité (Zeus ou la déesse de la ville de Césarée), est souvent représenté entouré de flammes, ce qui conforte le témoignage de Strabon.

Ces témoignages rapportent donc une activité « discrète », plutôt de type fumerollienne. Si Strabon avait vu ou entendu la description d'une véritable éruption lavique ou explosive, il est très probable qu'il l'aurait rapporté dans sa *Géographie*.

Conclusion du chapitre 3

En Cappadoce, le volcanisme quaternaire se manifeste par trois types d'activité. Deux grands strato-volcans, l'Erciyes Dađ et le Hasan Dađ ont été actifs au cours du Pléistocène et probablement jusqu'à l'Holocène, comme semblent l'indiquer des témoignages historiques et

¹ Tome IX, livre XII, chapitre 2 « La Cappadoce du Taurus », § 7. Texte établie et traduit par François LASSERRE, Paris, Les Belles Lettres, 1981, 251 p.

préhistoriques. Cependant les produits des éruptions les plus récentes n'ont pas été retrouvés. Dans le même temps, un volcanisme peu différencié (basaltique) est responsable de l'édification d'appareils monogéniques : maars et cônes stromboliens. L'activité rhyolitique est, enfin, responsable du fonctionnement des deux complexes volcaniques du Göllüdağ et d'Acıgöl.

Le cadre morphotectonique, présenté dans le chapitre 1, guide la localisation des édifices quaternaires. A l'échelle régionale, les deux stratovolcans Erciyes et Hasandağ sont situés sur les deux principaux systèmes de failles, du Tuz gölü et d'Ecemiş. De même, les appareils monogéniques forment des alignements parallèles à ces accidents. En outre, les deux complexes rhyolitiques du Göllüdağ et d'Acıgöl reprennent partiellement les structures des caldeiras néogènes décrites dans le chapitre 2.

Conclusion de la 1^{ère} partie.

Le volcanisme de la Province volcanique d'Anatolie centrale est essentiellement calco-alcalin. Son origine est encore discutée, mais semble associer à la fois subduction et volcanisme intra-plaque. Ses manifestations sont extrêmement variées, associant stratovolcans, appareils monogéniques et complexes rhyolitiques. L'activité volcanique a débuté au Néogène et a perduré jusqu'au Pléistocène supérieur. Aucune donnée de terrain n'a, jusqu'à présent, corroboré les rares témoignages préhistoriques et historiques d'une activité du Hasandağ et de l'Erciyes.

Le volcanisme néogène a laissé de nombreux héritages morphologiques. Ainsi, les andésites des anciens stratovolcans arment encore de nombreux massifs aux altitudes proches ou supérieures à 2000 m, tels que le Keçi Boyduran, le Melendizdağ ou l'Erdaş Dağ. Deux types de paysages apparaissent lorsque les ignimbrites néogènes affleurent. Les unités les plus résistantes arment les surfaces sub-structurales des plateaux de Cappadoce aux altitudes proches de 1100 à 1200 m. En revanche, dans le secteur Nevşehir-Ürgüp-Avanos, des modèles d'érosion de type *bad-lands* ont sculpté les unités les moins résistantes.

Cette présentation d'ensemble du volcanisme de la Province d'Anatolie centrale montre l'ampleur des travaux déjà réalisés. Les ignimbrites néogènes, les stratovolcans et les appareils monogéniques quaternaires ont fait l'objet de nombreuses études. En revanche, les pyroclastites et les complexes volcaniques quaternaires ont été largement négligés.

Les travaux portant sur le complexe volcanique d'Acıgöl se sont focalisés sur la définition morphologique de la caldeira (Yıldırım & Özgür, 1981), sur l'étude des pyroclastites associées à son fonctionnement (Druitt *et al.*, 1995) ou sur l'activité géothermale de ce secteur (Ekingen & Güven, 1978). En revanche, ces études ne font pas le lien entre ces différents aspects de la question, et ne s'attachent pas à expliquer le fonctionnement et la morphologie d'ensemble du complexe.

Les travaux concernant le complexe du Göllüdağ sont quasi-inexistants. Les études sur ce secteur ont porté sur la caractérisation géochimique (Poidevin, 1998) et sur la datation des obsidiennes associées aux dômes (Bigazzi *et al.*, 1993 ; Chataigner, Poidevin & Arnaud, 1998). Cependant, aucune de ces études n'explique la logique spatiale de distribution des affleurements, ni ne rend compte de la grande diversité géochimique mise en évidence par ces auteurs. En outre, ni le fonctionnement du complexe, ni les pyroclastites associées, ni encore, l'existence d'une caldeira, n'ont été décrits.

Jusqu'à présent, l'étude des pyroclastites a essentiellement porté sur les ignimbrites néogènes et, parmi les travaux les plus récents il faut citer ceux de Temel (1992), de Schumacher, (1990) ou de Le Pennec *et al.* (1994). Les pyroclastites quaternaires ont été relativement négligées jusqu'aux travaux de Aydar (1992) ou Pastre *et al.* (1998) portant sur les produits du Hasandağ et ceux de Druitt *et al.* (1995) concernant les pyroclastites du secteur d'Acıgöl. Par ailleurs, aucune étude n'a encore envisagé les impacts du volcanisme sur les paysages quaternaires, ni le lien entre volcanisme, évolution des paysages et occupations humaines.

2^{ème} Partie :

Les produits volcaniques explosifs quaternaires des complexes rhyolitiques de Cappadoce

Chapitre 4 : Méthodes d'étude et d'analyse des pyroclastites

**Chapitre 5 : Les pyroclastites des complexes rhyolitiques de Cappadoce
(Göllüdağ et Acıgöl)**

**Chapitre 6 : Géochronologie des complexes rhyolitiques de Cappadoce
(Göllüdağ, Acıgöl)**

Introduction de la 2^e partie

Avant d'utiliser les téphras comme niveau repère pour les reconstitutions géomorphologiques et paléoenvironnementales, il est nécessaire de préciser leur position stratigraphique et de les dater.

Le chapitre 4 décrit la méthodologie utilisée pour caractériser les téphras associées aux complexes rhyolitiques. Cette caractérisation débute sur le terrain par l'observation des coupes et de leur insertion morphologique dans les paysages. Les méthodes de la géochimie et de la minéralogie permettent, ensuite, de préciser la signature de ces téphras.

Ces méthodes nous ont permis de reconnaître et de corréler les pyroclastites des complexes volcaniques du Göllüdağ et d'Acıgöl que nous présentons dans le chapitre 5. Dans chacun des deux complexes, trois phases d'activité sont identifiées. La première phase est discrète et les pyroclastites associées, peu épaisses. Lors de la seconde phase, les coulées à cendres et lapilli ponceux sont associées à des déferlantes et des retombées. Enfin, la troisième phase correspond à l'extrusion de dômes rhyolitiques associés à l'émission de pyroclastites phréatomagmatiques. Ces dernières pyroclastites ont une distribution spatiale beaucoup plus réduite que celles de la seconde phase.

Le chapitre 6 est consacré à la datation des pyroclastites. La chronologie « relative » est complétée par des dates radiométriques réalisées sur des téphras ou des laves dont la position stratigraphique est parfaitement identifiée.

Chapitre 4 :

Méthodes d'étude et d'analyse des pyroclastites

Certaines spécificités de la géomorphologie en domaine volcanique méritent d'être soulignées. Ainsi, la géométrie des formations volcaniques et leur insertion morphologique dans les paysages est souvent originale en raison des modes de transport et dépôt des pyroclastites. Par ailleurs, l'analyse géochimique est une des méthodes les plus utilisées pour les corrélations à longue distance et la caractérisation de niveaux repères. Nous proposons, ici, une classification statistique des résultats géochimiques fondée sur l'analyse des fonctions discriminantes, qui permet des corrélations « objectives ».

Les méthodes utilisées pour notre étude appartiennent aux champs de la morphologie, de la stratigraphie, de la sédimentologie, de la minéralogie et de la géochimie. Ce chapitre est d'abord consacré à l'analyse des coupes et à l'acquisition des échantillons. Nous exposons ensuite les méthodes qui nous ont permis de définir des niveaux repères et d'établir une téphrostratigraphie régionale. Puis, nous montrons les modes de représentation spatiale des données que nous avons utilisés, en insistant sur la réalisation de modèles numériques de terrains servant à la quantification des volumes de pyroclastite ou de lave.

4.1 – Analyses des formations et acquisition des échantillons

Sur le terrain, la stratigraphie régionale a été établie d'une part à l'aide de l'observation de coupes, naturelles ou dans des carrières, et d'autre part par prélèvement par sondage de séquences lacustres.

4.1.1 – Les coupes

Sur le terrain, de nombreuses coupes ont été relevées, et une attention particulière a été portée à l'insertion morphologique des formations, à la nature des éléments, aux figures sédimentaires, à la morphologie des ponces, à leur minéralogie et à leur porphyrisme. Ces observations permettent : i) de préciser la genèse et le mode de mise en place des formations ; ii) de discriminer les formations volcaniques en place de celles qui sont remaniées ; iii) d'identifier les éléments permettant de caractériser les dépôts et d'établir les corrélations stratigraphiques.

Reconstituer la dynamique volcanique nécessite de distinguer les formations *in situ*, pas (ou peu) remaniées, des formations déposées après remaniement. En effet, ces dernières impliquent un arrêt plus ou moins long de l'activité volcanique et signalent l'intervention de processus érosifs *s.l.* (ablation – transport – accumulation). Ceux-ci sont des éléments essentiels pour la reconstitution des conditions morphoclimatiques de l'évolution des paysages.

4.1.1.1 – Les pyroclastites

Les structures sédimentaires permettent de préciser le mode de mise en place des formations volcaniques. Ces structures sont présentées en détail dans les ouvrages de Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1988), Fisher & Smith (eds., 1991) ou McPhie, Doyle & Allen (1993). Les dynamiques éruptives sont présentées en détail dans Freundt, Rossi. (1998). Nous rappelons ici les caractères essentiels qui servent à établir l'origine et la genèse des formations, en suivant la terminologie définie par Wright, Smith & Self (1980), Schmid (1981) et Smith (1986), et en nous centrant sur les pyroclastites associées au fonctionnement des complexes volcaniques rhyolitiques.

4.1.1.1.1 – Les retombées pliniennes

Les retombées pliniennes, à cendres et lapilli ponceux, sont des formations liées au dépôt des éléments entraînés dans un panache éruptif. Alors que les éléments sont maintenus en suspension par la turbulence à l'intérieur du nuage éruptif formé en altitude, celui-ci est généralement poussé « en masse » par le vent (Fisher & Schmincke, 1984).

Visible sur les cartes en isopaques, la distribution spatiale d'une retombée présente des formes circulaires à elliptiques, avec tous les degrés de transition, en fonction de la force du vent. La forme circulaire résulte d'une colonne éruptive relativement peu élevée et de vents faibles. Les formes elliptiques s'observent lorsque la colonne éruptive est plus élevée et que les vents unidirectionnels sont plus violents. Le dessin des isopaques peut être plus complexe lors de changements dans la direction du vent au cours d'une même éruption ou d'éruptions rapprochées dans le temps (Rodriguez *et al.*, 2002).

L'établissement des isopaques, nécessaire à la mesure des volumes, s'avère toujours délicat dans le cas des retombées anciennes. Certains dépôts ont été remobilisés et érodés et les cartes présentent souvent de nombreux hiatus (fig. 7.2). Cependant, le dessin des isopaques permet de retrouver la position de l'événement, même s'il a disparu depuis.

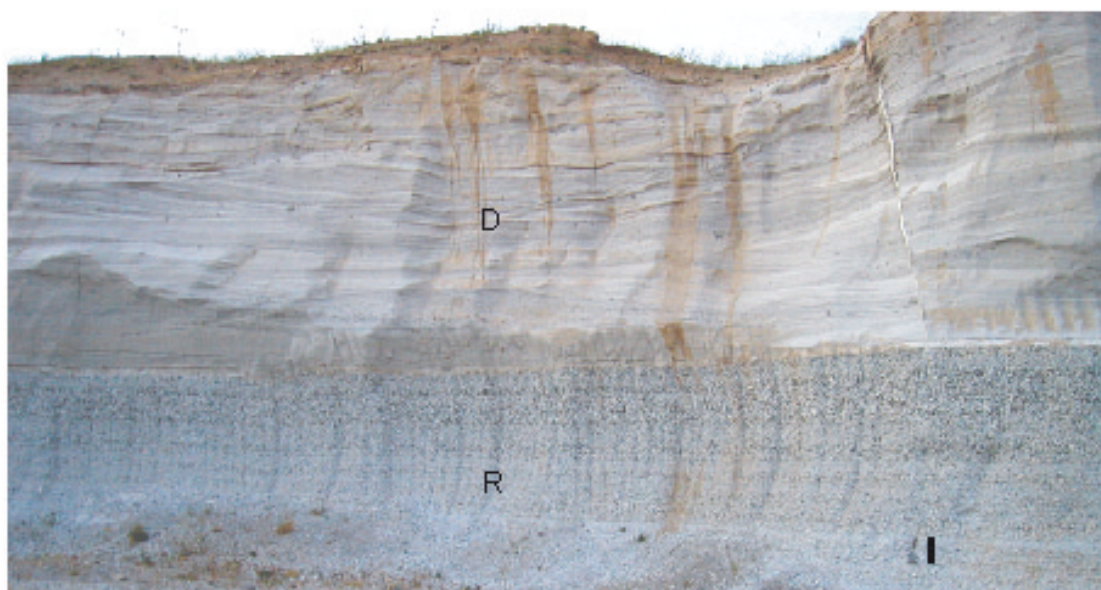


Photo 4.1 : Retombées (R) et déferlantes (D), au sud du Grand Göllüdag (*Sekkin Bogazi*, site 21). Les retombées inférieures sont litées et présentent un granoclassement inverse. Les ponces forment environ 80 % des éléments et atteignent 15 cm de grand axe. Le matériel des déferlantes est plus fin (lapilli, cendres). Les figures sédimentaires sont caractéristiques : ondulations, entrecroisements. Les feldspaths alcalins des déferlantes ont livré un âge Ar/Ar de 1,3 Ma qui contraste avec la fraîcheur apparente du matériel. Le trait noir, en bas à droite, souligne la position du marteau.



Photo 4.2 : Retombées (R, TA-3) et coulées à cendres et lapilli ponceux (Ccp, TA-4), du *Kumtepe*, au site 52, à l'est du complexe d'Acigöl (*Kumtepe*). La retombée inférieure est relativement massive. Les ponces forment environ 90 % des éléments et atteignent 20 cm de grand axe. Les écoulements pyroclastiques présentent quelques lithiques baignant dans une abondante matrice cendreuse. Les ponces sont relativement rares. Le trait noir, en bas à gauche souligne la position du marteau.

Les sites sont localisés sur les fig. 5.1, 5.2, 5.9 et 5.10. Les logs sont présentés fig. 5.4, 5.11 et 5.14.

La structure d'une retombée plinienne peut être massive, notamment en situation proximale, cependant un litage est le plus souvent visible, avec parfois l'alternance de lits plus ou moins riches en lapilli et en cendres. Le granoclassement normal traduit un tri densimétrique et la retombée initiale des éléments les plus grossiers. Cependant, lorsque l'intensité de l'éruption augmente avec le temps, le granoclassement peut être inverse (Self, 1976), comme sur la photographie 4.1. Le granoclassement normal est de plus en plus fréquent lorsque la distance à l'événement augmente.

La granulométrie décroît de manière exponentielle avec l'éloignement par rapport à l'événement. En position proximale, les éléments vésiculés les plus grossiers atteignent 15 à 20 cm (Photo. 4.2). Les éléments lithiques sont généralement de taille plus petite (Fisher & Schmincke, 1984). L'importance des éjectas balistiques à proximité immédiate de l'événement, explique la décroissance très rapide de la granulométrie des éléments lithiques dans les deux premiers kilomètres (Fisher & Schmincke, 1984).

4.1.1.1.2 – Les coulées pyroclastiques à cendres et lapilli ponceux

Les coulées à cendres et lapilli ponceux sont des formations liées à l'effondrement d'une colonne éruptive (Wright, Smith & Self, 1980). La structure est généralement massive (photo. 4.2) avec, parfois, une succession de plusieurs unités d'écoulement. Les lapilli ponceux et lithiques baignent dans une abondante matrice cendreuse.

Les volumes varient de 0,001 km³ à plusieurs milliers. Les plus petites coulées pyroclastiques proviennent d'un événement central, comme lors de l'éruption de la montagne Pelée (Martinique) de 1902. Les écoulements plus volumineux, compris entre 1 et 100 km³, proviennent de stratovolcans plus importants, comme le Krakatau (Java). Les volumes supérieurs à 100 km³ sont liés à l'effondrement de caldeiras comme celle de Long Valley en Californie (Fisher & Schmincke, 1984).

Le terme d'ignimbrite est un terme général désignant à la fois l'écoulement pyroclastique et le dépôt, induré ou non (Fisher & Schmincke, 1984). Le terme est souvent réservé aux dépôts les plus volumineux liés à l'effondrement d'une caldeira, sans qu'il existe une limite admise par tous les auteurs (Bourdier & Le Pennec, 1994). En Cappadoce, les coulées à cendres et lapilli ponceux néogènes sont désignés comme des ignimbrites, chaque unité ayant un volume de plusieurs centaines de kilomètres cubes (LePennec *et al.*, 1994 ; Schumacher, Keller & Bayhan, 1990 ; Froger *et al.*, 1998). Druitt *et al.* (1995) désignent également sous le terme d'ignimbrite les écoulements pyroclastiques quaternaires, liés au fonctionnement de la

caldeira d'Acıgöl, qui n'impliquent « que » quelques dizaines de km³ de matériel. Pour notre part, nous réservons ce terme aux grands écoulements néogènes.

Les coulées pyroclastiques peuvent être associés à des déferlantes et à des retombées cendreuses co-ignimbrtiques (*co-ignimbritic surge and ash*, Walker, 1981), comme au site 52 du complexe d'Acıgöl (photo. 4.3). Les retombées cendreuses co-ignimbrtiques correspondent à la retombée d'un nuage (*cloud*) cendreuse peu dense accompagnant l'écoulement pyroclastique. Elles présentent généralement un litage extrêmement fin et horizontal (photo. 4.4). Cependant ces retombées ne sont qu'exceptionnellement conservées immédiatement au-dessus de l'unité d'écoulement, et elles présentent une dispersion beaucoup plus importante que les écoulements associés. Les écoulements pyroclastiques peuvent également être associés à des retombées à bombes, les *lag-breccia* (photo. 4.5).

4.1.1.1.3 – Les déferlantes (surges)

Les déferlantes sont des écoulements pyroclastiques très turbulents, extrêmement rapides, composés d'un mélange solide-gaz, issu de divers processus volcaniques (Wohletz, 1998). Elles sont souvent considérées comme un troisième type de dynamisme éruptif, intermédiaire entre les retombées et les écoulements (Sparks et Walker, 1973 ; Wright *et al.*, 1980).

Les déferlantes sont liées à l'interaction eau – magma (hydrovolcanisme). A la suite de Stearns & Macdonald (1946), il est nécessaire de distinguer le phréatisme *s.s.* du phréatomagmatisme. Le phréatisme *s.s.* provient de la vaporisation de l'eau, responsable d'une forte augmentation de volume capable de pulvériser le substrat, projeté en fragments lithiques hétérométriques (cendres, lapilli et blocs). Dans le cas du phréatomagmatisme, on observe un mélange entre les fragments lithiques et les éléments juvéniles (vésiculés), lié à une arrivée en (sub-)surface du magma (photo. 4.10).

Les déferlantes présentent des figures sédimentaires caractérisées par le litage, la stratification parfois oblique, la présence d'ondulations (dunes et antidunes). On observe généralement une succession de « lits » granoclassés, avec des niveaux riches en cendres et d'autres en lapilli (photo. 4.10).

L'activité *phréato-plinienne* est un cas particulier du phréatomagmatisme et se caractérise par le dépôt d'une grande proportion de produits juvéniles (Self & Sparks, 1978 ; Self, 1983 ; Orsi *et al.*, 1992 ; Wilson & Walker, 1987). A titre d'exemple, sur le versant sud-ouest du Korudağ, le site 76 présente un matériel quasi-exclusivement composé de lapilli ponceux, montrant des caractéristiques sédimentaires propres aux déferlantes.

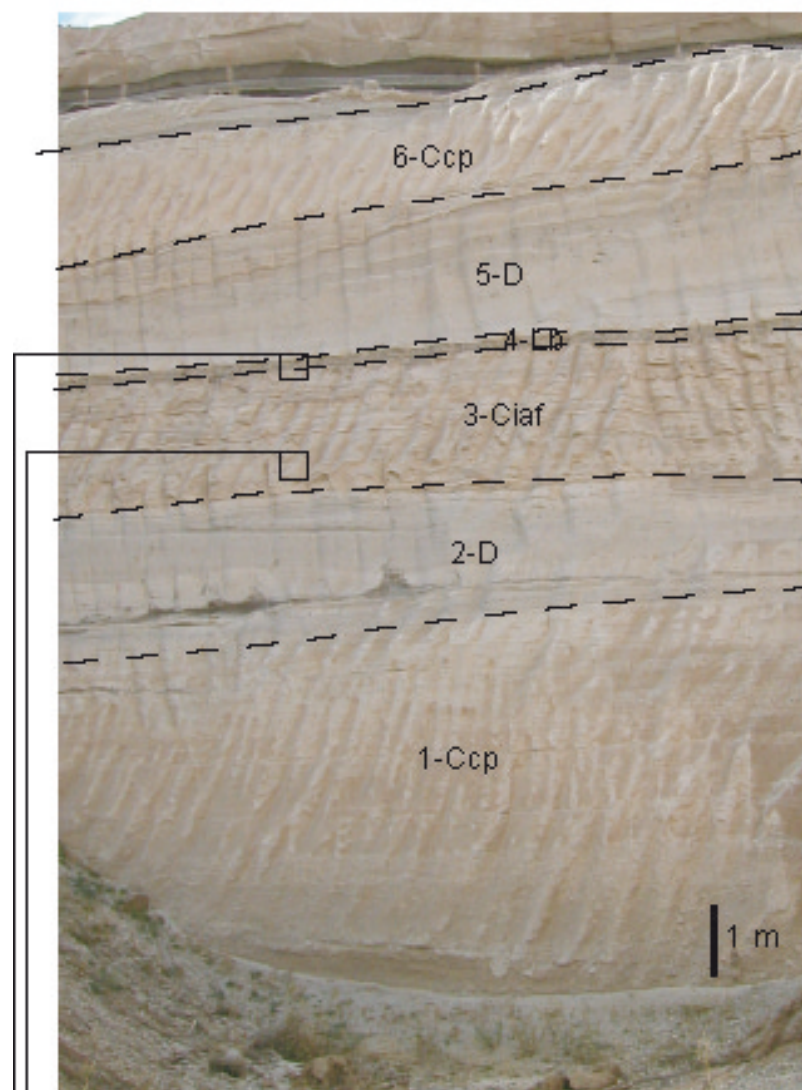


Photo. 4.3 : Les pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acigöl, sur le Kum tepe, site 52. La photographie représente l'ensemble TA-4, comprenant des coulées à cendres et lapilli ponceux (n° 1 et 6), des déferlantes (n° 2 et 5), une retombée cendreuse co-ignimbritique (unité 3) surmontée par un *lag-breccia* (unité 4).

L'unité 1-Ccp correspond à la coulée pyroclastique supérieure représenté sur la photographie 4.2.



Photo. 4.4 : détail de la retombée cendreuse co-ignimbritique : régularité et finesse du litage ; lits millimétriques, strictement horizontaux.



Photo. 4.5 : détail du *lag-breccia* : des bombes d'obsidienne et de rhyolite perturbent l'horizontalité des lits sous-jacents.

Les déferlantes basales (*base surge*) constituent un type de déferlantes qui se forment à la base d'une colonne éruptive. Elles sont liées à l'effondrement brutal d'une colonne éruptive verticale (Waters & Fisher, 1971). La structure peut présenter des ondulations (dunes et antidunes, photo. 4.1), des lits horizontaux parallèles (photo. 4.3), ou être massive (Fisher & Schmincke, 1984).

Les maars (Lorenz, 1973 et 1986 ; photo. 4.9) sont les cratères circulaires liés à la subsidence annulaire autour de la cheminée. Le diatrème est rempli par des brèches volcaniques consécutives à l'effondrement du maar, par les propres produits pyroclastiques du maar et par les cheminées d'alimentation magmatiques. Le cratère est occupé par un lac lorsqu'il est alimenté par une nappe ou par des fractures en charge ou encore lorsque des argiles d'altération imperméabilisent son fond. Les pyroclastites se déposent essentiellement autour du maar et forment un anneau de tuf (*tuff ring* ou *tuff cone*, Wohletz & Sheridan, 1983). Les dépôts atteignent 10 à 40 m d'épaisseur et présentent un litage centimétrique à décimétrique, avec une alternance de niveaux cendreux et de niveaux à lapilli et à bombes « trempées » ou en « choux-fleurs ». L'impact de ces bombes est responsable de la déformation des lits sous-jacents (*bomb-sags*, photo. 4.10).

4.1.1.1.4 – Les nuées ardentes

Le terme de « **nuées ardentes** » a été proposé par Lacroix (1904) pour décrire l'éruption de la montagne Pelée de 1902 qui a été réinterprétée, par Fisher *et al.* (1980) ou Fisher & Heiken (1982). En 1930-1931, une partie du dôme du volcan Merapi (Java) s'est écroulée, produisant un écoulement pyroclastique dont seuls 10 % des éléments sont composés de matériel juvénile (Neumann van Padang, 1931). Berthommier *et al.* (1992) ont insisté sur le rôle du phréatomagmatisme dans les éruptions du Merapi (cf. également Voight, Sukhyar & Wirakusumah, eds., 2000).

Le terme de « nuées ardentes » continue à être utilisé pour désigner les écoulements pyroclastiques de faible volume émis à partir d'un événement central (Fisher & Schmincke, 1984). Les nuées ardentes englobent à la fois des écoulements pyroclastiques et des déferlantes, et correspondent à la destruction d'un événement pré-existant. Ces formations se caractérisent donc par une plus grande proportion de produits non vésiculés (Wright, Smith & Self, 1980).

De telles formations couvrent plus de la moitié des pentes du Hasandağ (Aydar & Gourgaud, 1998). La coulée à cendres et blocs qui nappe le versant nord-ouest du Hasandağ est essentiellement composée de débris de rhyolite et de dacite. En position distale, en bas de versant, les blocs atteignent encore plusieurs décimètres de grand axe (photo. 4.6 & 4.7).

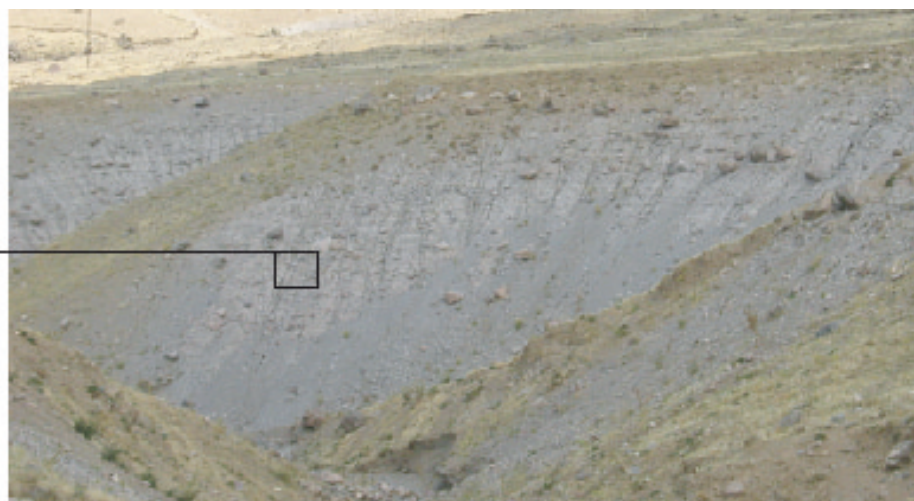


Photo. 4.6 : La nuée ardente du nord-ouest du Hasandag ; la formation présente un litage métrique. Le ravin est profond d'environ 8 mètres.



Photo. 4.7 : A une échelle plus fine : absence d'organisation des éléments, atteignant, ici, 20 cm, pris dans une matrice cendreuse. Les éléments sont anguleux et uniquement composés de rhyolite et de dacite. Les produits juvéniles sont absents. Le stylo donne l'échelle.



Photo. 4.8 : L'avalanche de débris (AdB) au nord du complexe du Göllüdag (site 28, au sud du village de Kayırlı). Elle repose sur une formation lacustre (FI). L'avalanche est composée de blocs pluri-métriques, dont les structures sédimentaires internes sont conservées. Il s'agit de blocs de rhyolite et d'obsidienne (R), de déferlantes basaltiques (B), ou de blocs provenant de la sédimentation lacustre (L) sous-jacente. Le trait noir dans la partie inférieure gauche de la photo, indique la position du marteau.

Les sites sont localisés sur les fig. 5.1, 5.2, 5.9 et 5.10. Les logs sont présentés fig. 5.4, 5.11 et 5.14.

Bardintzeff (1985a & b) a proposé une classification des nuées ardentes fondée sur deux paramètres : la granulométrie et la proportion de matériel juvénile permettent de différencier quatre types. Les types *Merapi* et *Arenal* forment les nuées d'avalanche ; les types *Santiaguito* et *Pelée* ou *Saint-Vincent* forment les nuées ardentes *s.s.*

4.1.1.1.5 – Les téphras associés aux extrusions de magma différencié

Les extrusions de magma différencié sont généralement associées à une activité explosive. Il est possible de proposer une classification fondée sur les types d'associations entre extrusions et téphras. On retrouve les principaux types de téphras décrits précédemment : produits phréatiques, pliniens ou nuées ardentes. Heiken & Wohletz (1987) ont recensé quatre types d'association :

- i) L'activité volcanique peut débiter par le **fonctionnement d'un maar antérieur à l'extrusion du dôme**, responsable de la mise en place de produits phréatiques, phréatomagmatiques et phréato-pliniens à la base du dôme. Les téphras sont d'abord très riches en xénolites provenant du conduit volcanique, puis enrichis en matériel juvénile (ponces). Le Panum Crater (Centre Est de la Californie), d'âge Holocène (Wood, 1977), présente une telle succession (Heiken & Wohletz, 1987).
Dans le volcan Erciyes, Şen *et al.* (2002) ont décrit une activité explosive précédant l'extrusion d'un dôme adventif du stratovolcan. Cette activité explosive comprend d'abord l'émission de quatre retombées ponceuses, puis un écoulement à cendres et lapilli ponceux, suivi par une activité phréatomagmatique ; et l'activité se poursuit par une deuxième phase plinienne. L'extrusion du dôme rhyodacitique clôt cette activité explosive. En l'absence de variations géochimiques et minéralogiques des produits pyroclastiques au cours de la séquence explosive, les auteurs montrent le rôle du dégazage et de l'infiltration d'eau météorique dans les changements de style éruptif.
- ii) Lors des éruptions vulcaniennes, l'activité pyroclastique (en partie phréatomagmatique) se poursuit par intermittence pendant la croissance du dôme : les téphras sont composés en partie de matériel juvénile vésiculé (ponces) et de lithiques provenant de la destruction partielle du dôme. Ces téphras peuvent être interstratifiés avec des laves comme dans le cône de Fossa (Vulcano, cf. Frazzetta *et al.*, 1983) ou avec des écoulements pyroclastiques ou des épicastites comme au Mont St. Helens (Swanson *et al.*, 1983 ; Waitt *et al.*, 1983 à propos du St Helens).



Photo. 4.9 : Le maar d'Eski Acigöl, recoupant l'anneau de pyroclastites du Güneydag. Le dôme rhyolitique du Güneydag a été extrudé au milieu du premier maar dont les déferlantes apparaissent à gauche de la photographie. Ces dernières sont recoupées par le maar d'Eski Acigöl, comme l'indique leur pendage (souligné par la flèche). La coupe mesure environ 10 m de haut. (Site 73, complexe d'Acigöl).



Photo. 4.10 : Détail des déferlantes du maar du Güneydag (site 72). Le matériel est riche en lithiques (abondantes diabases -d). Les lits cendreux (c), correspondent à la reprise du "substrat" (l'écoulement pyroclastique syn-caldeira TA-4 du complexe d'Acigöl, visible sur les photo. 2 et 3) lors de l'activité phréato-magmatique. Les lits présentent des ondulations caractéristiques liées à l'effet de soufflé. Les bombes déforment les lits sous-jacents. De petites failles normales (F) de rejet décimétriques sont probablement liées à l'extrusion du dôme postérieurement au fonctionnement du maar.

Les sites sont localisés sur les fig. 5.1, 5.2, 5.9 et 5.10. Les logs sont présentés fig. 5.4, 5.11 et 5.14.

- iii) L'activité pyroclastique peut également être à l'origine de la destruction partielle du dôme ou d'une protusion, et de l'éruption de « nuées ardentes ». Ces éruptions de type « Pelée » ou « Merapi » se caractérisent par la rareté des produits juvéniles et l'importance du matériel xénolitique.
- iv) Une activité phréatique peut également survenir pendant la croissance du dôme, sans arrivée en surface de nouveau magma, ni destruction de l'édifice. Heiken & Wohletz (1987) ont étudié les pyroclastites de l'éruption du 2 octobre 1976 de La Soufrière (Martinique). Les produits sont peu vésiculés, souvent altérés et pauvres en matériel juvénile. Ces téphras proviennent du dôme et de laves anciennes, et sont altérés par les circulations hydrothermales.

4.1.1.2 – Les épicastites

4.1.1.2.1 – Les avalanches de débris

Une avalanche de débris est un processus épicastique lié à un glissement de terrain affectant tout un flanc d'un édifice volcanique. Il faut distinguer trois types d'avalanches de débris (Siebert, 1984 ; Siebert, Glicken & Ui, 1987) : i) dans le premier type, le magma en cours d'ascension se retrouve tout à coup en sub-surface et jaillit, tel un « coup de fusil » (*blast*) ; ii) le second type est caractérisé par une éruption phréatique pendant la phase paroxysmique d'écroulement du versant du volcan ; iii) le troisième type se produit en l'absence totale d'activité éruptive ; l'écroulement du flanc du volcan est lié à des phénomènes non volcaniques tels qu'un séisme.

Le paysage résultant d'une avalanche présente une morphologie caractéristique : cratère en amphithéâtre, gigantesque coulée de débris à surface accidentée par des *hummocks* (Leyrit, 2001). La stratigraphie se caractérise par la présence de panneaux entiers du volcan, restés quasi intacts. Pastre *et al.* (1998) ont reconnu une telle avalanche sur le flanc nord-est du Hasandağ : celle-ci a parcouru environ vingt kilomètres, en traversant et en remblayant les gorges de la Melendiz. La photographie 4.8 montre une avalanche de débris d'une moindre ampleur, située au nord-ouest du complexe du Göllüdağ (site 28).

4.1.1.2.2 – Les lahars

Les lahars sont également des épicastites. On peut les assimiler à des coulées de débris remobilisant du matériel volcanique (cendres, lapilli, bombes, matériel juvénile et xénolites). Les lahars se déclenchent à l'occasion d'une instabilité d'origine sismique et/ou volcanique,

ou lorsque les apports d'eau d'origines diverses sont très abondants (Thouret & Lavigne, 2000) : précipitations, rupture des bords d'un lac de cratère, eau d'origine profonde, etc.

Les caractéristiques sédimentaires sont identiques à celles des coulées de boue. Les dépôts sont le plus souvent massifs, à architecture *matrix-supported*, et le matériel est très hétérométrique. Le litage est généralement médiocre. La pétrographie est souvent hétérogène, sauf lorsque l'écoulement remobilise un seul type de pyroclastites (McPhie, Doyle & Allen 1993).

Il est parfois difficile de distinguer les lahars des écoulements pyroclastiques primaires. Cependant, ces derniers présentent généralement une composition pétrographique plus homogène, une induration favorisée par la température lors du dépôt, ainsi qu'une coloration rougeâtre à rosâtre.

4.1.1.3 – Les témoins de l'arrêt du volcanisme : alluvions, colluvions et paléosols

Les alluvions montrent des structures sédimentaires caractéristiques : stratifications entrecroisées, lentilles *clast-supported* ou *open-work*, et tri densimétrique du matériel. Les colluvions présentent généralement une structure en vrac (solifluxion), mais peuvent également être litées (dépôts de pente).

Il est important d'évaluer le degré de remaniement : beaucoup de pyroclastites sont remaniées immédiatement après leur dépôt, et de manière locale, sans que cela ait une signification quant à la dynamique géomorphologique. Au contraire, des remaniements de plus grande ampleur impliquent un hiatus dans l'accumulation du matériel et donc un arrêt de l'activité volcanique. Sur le terrain, ces hiatus peuvent être caractérisés par :

- i) des contacts érosifs ravinants entre les formations de remaniement et les pyroclastites sous jacentes ;
- ii) une hétérogénéité pétrographique.

L'interstratification de paléosols témoigne de conditions climatiques et environnementales favorables à la pédogenèse. En outre, en domaine volcanique, les paléosols indiquent un arrêt de l'activité éruptive, qui permet à la pédogenèse de s'exprimer. Or, l'altération du matériel volcanique, notamment ponceux, est relativement rapide. Les verres volcaniques sont composés de tétraèdres SiO₄ faiblement reliés les uns aux autres, avec un espace intermoléculaire considérable et dont les ions sont facilement exportés (Fisher & Schmincke, 1984).

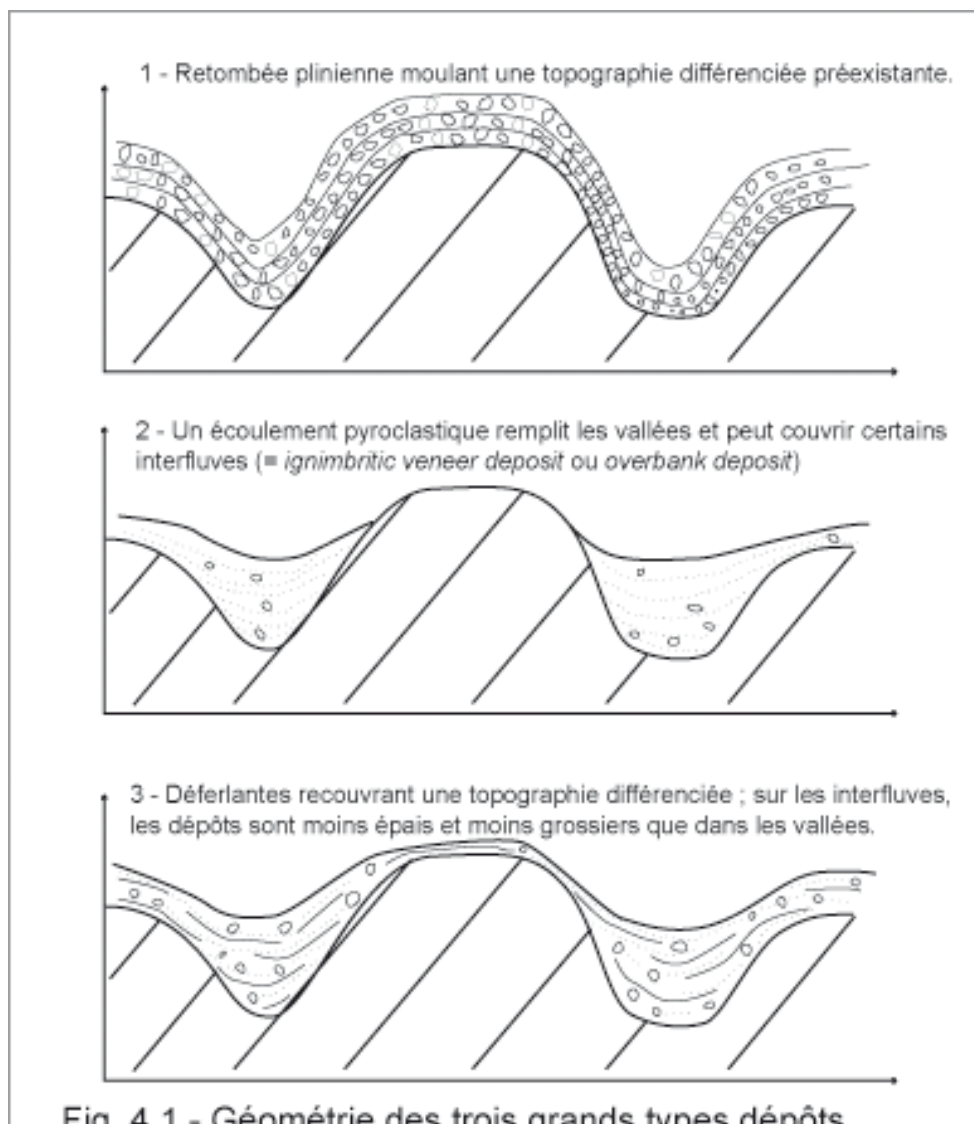


Fig. 4.1 - Géométrie des trois grands types dépôts de pyroclastites et leur insertion morphologique dans les paysages

D'après Wright et al. (1980) et McPhie, Doyle & Allen (1993), modifié.

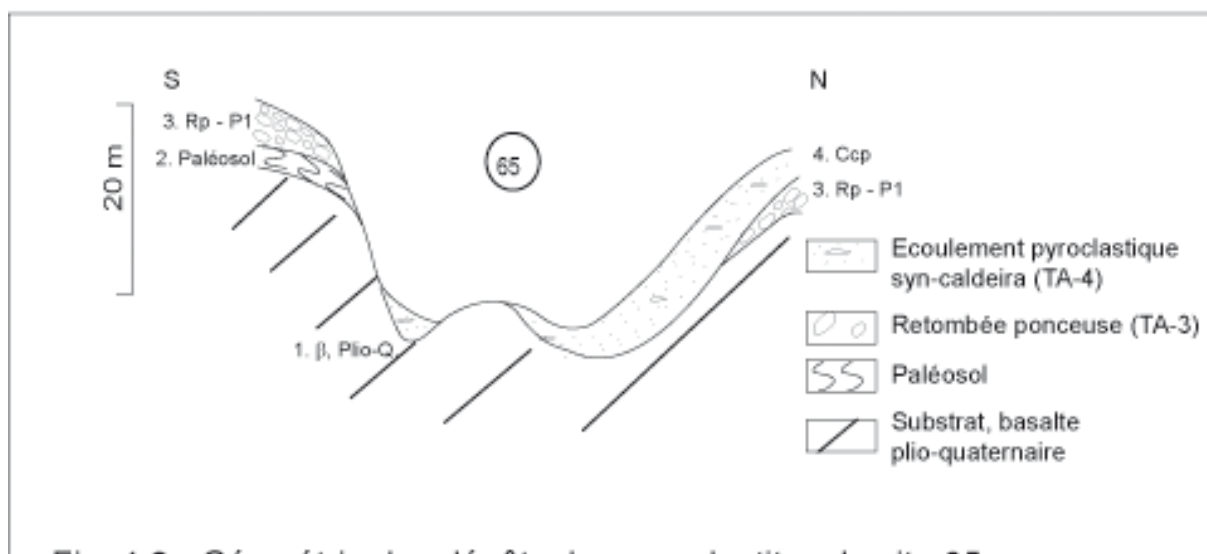


Fig. 4.2 - Géométrie des dépôts des pyroclastites du site 65 (Complexe rhyolitique d'Acigöl - localisation fig. 5.10 ; log fig. 5.11)

4.1.1.4 – Géométrie des dépôts et position morphologique

Les trois principaux types de dépôts : retombées, déferlantes et écoulements, présentent des géométries différentes (fig. 4.1). Pour une distance à l'événement donnée, les épaisseurs des retombées à cendres et ponces sont constantes, même sur une topographie différenciée. Au contraire, les déferlantes s'accumulent en bas de versant et dans les vallées, où se trouvent également les éléments les plus grossiers. Enfin, les écoulements pyroclastiques ont tendance à être canalisés par la topographie : ils sont beaucoup plus épais dans les fonds de vallée et quasi absents des interfluves. Cependant, en situation proximale, un écoulement pyroclastique peut recouvrir une topographie différenciée, alors que le même écoulement sera beaucoup plus canalisé dans sa partie distale. L'intensité de l'éruption constitue un second facteur de différenciation : les grandes unités d'ignimbrites néogènes de Cappadoce, dont le volume a généralement dépassé 80 km³ (pour un volume total de 1000 km³), n'ont laissé émerger aucun relief (Le Pennec *et al.*, 1994). Au contraire les écoulements pyroclastiques syn-caldeira du Göllüdağ ou d'Acıgöl (de 20 à 30 km³) ont été canalisés à l'intérieur de vallées pré-existantes (cf. *infra*, 3^{ème} partie).

Les coupes du site 65, situé sur les collines du Kumtepe, à l'est de la caldeira d'Acıgöl, illustrent la complexité de la relation entre paléotopographies, types de dépôts et modes de mise en place (figure 4.2). Le substrat y est composé d'un basalte andésitique plio-quadernaire. Le fond du vallon est remblayé par l'écoulement pyroclastique syn-caldeira principal, qui affleure également sur l'interfluve, en rive nord. Au contraire en rive sud, un paléosol surmonte le substrat, et est recouvert par une retombée ponceuse.

Seules une analyse attentive de la position morphologique de chacune des unités et l'observation détaillée d'un grand nombre de coupes à proximité, permettent de reconstituer la dynamique morphologique du site 65 :

- i) au Pléistocène moyen, le vallon est creusé, et un paléosol s'est développé sur le basalte andésitique ;
- ii) la retombée ponceuse (TA-4), datée d'environ 160 Ka, fossilise cette topographie différenciée, comme l'indique le pendage des lits de la retombée, incliné vers le centre de la vallée ;
- iii) l'écoulement pyroclastique s'est engouffré dans le vallon, et a recouvert en partie l'interfluve nord, localement moins élevé ;

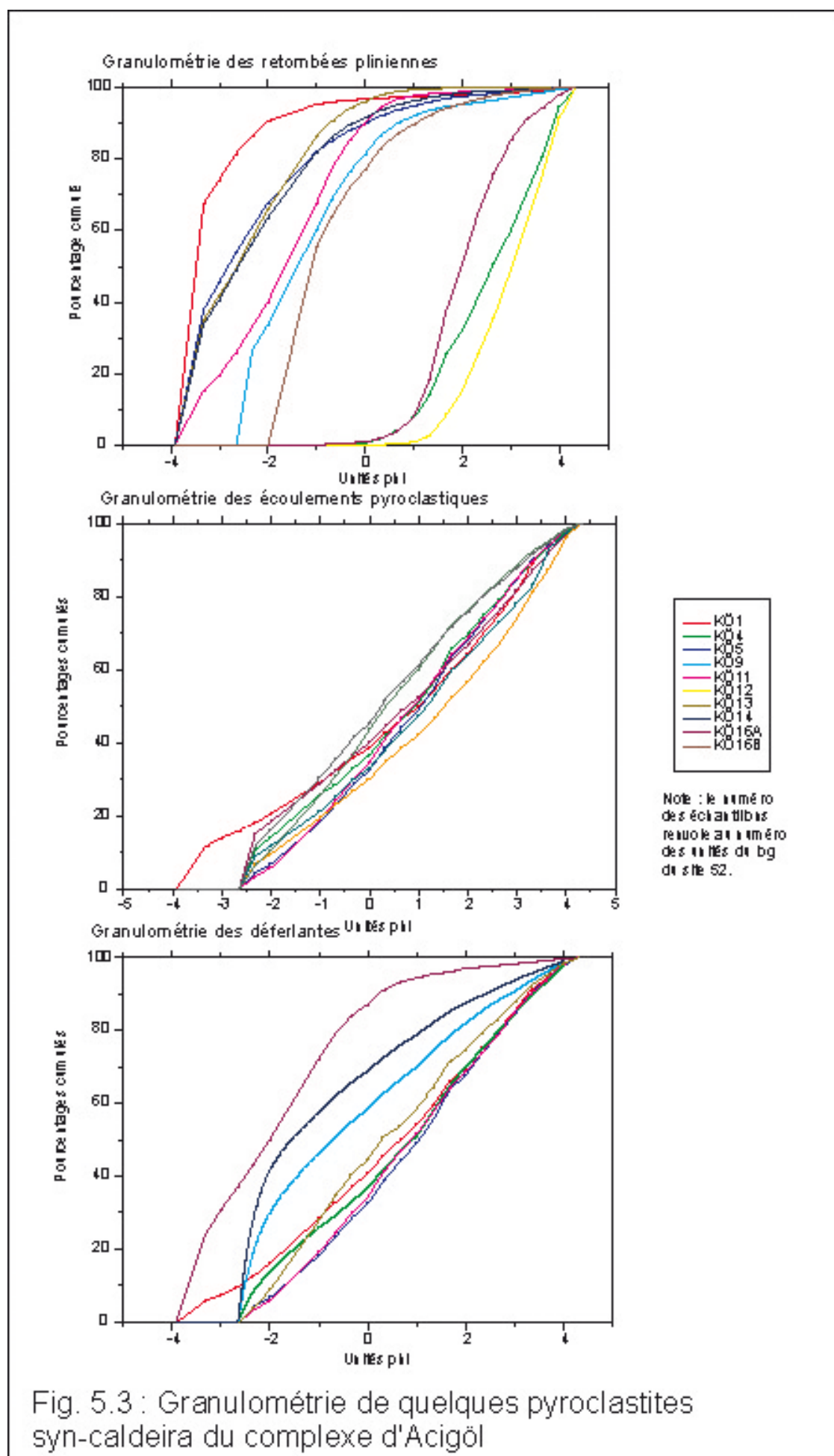


Fig. 5.3 : Granulométrie de quelques pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acigöl

iv) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène, l'érosion a retouché ces dépôts, notamment en incisant le matériel « meuble » du vallon, constitué par l'écoulement pyroclastique.

4.1.1.5 – La granulométrie des pyroclastites

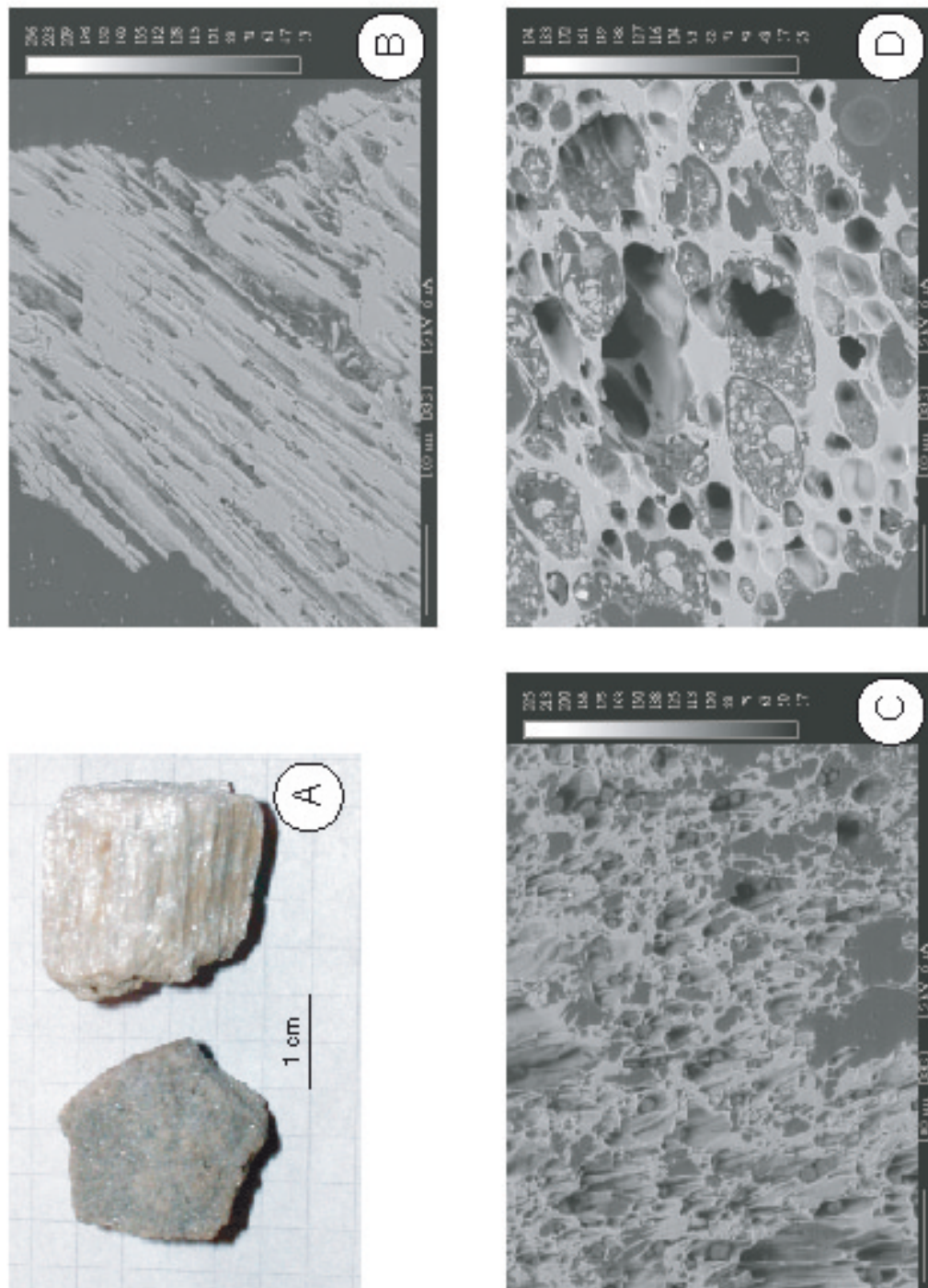
La granulométrie des pyroclastites permet de préciser leur mode de mise en place (Kuno *et al.*, 1964, Sheridan, 1971 ; Sheridan & Updike, 1975). La figure 4.3 présente les courbes granulométriques des téphras syn-caldeira du complexe d'Acıgöl, en distinguant les retombées, les écoulements et les déferlantes. Les courbes ont été réalisées à l'aide d'une série de tamis de 10 à 0,05 mm (norme AFNOR). Nous avons distingué les courbes pour les trois modes de mise en place principaux : retombée plinienne, écoulement pyroclastique à cendres et lapilli ponceux et déferlantes.

Les retombées pliniennes se caractérisent par un bon classement granulométrique. En particulier, les deux retombées cendreuses co-ignimbritiques, (échantillons kö4 et kö12) présentent des courbes particulièrement redressées, avec une médiane proche de 3 phi (0,125 mm). A l'inverse, les écoulements pyroclastiques montrent un très faible tri, avec une médiane proche de 0 phi (1 mm). Comme les déferlantes présentent des courbes très proches de celles des écoulements pyroclastiques, il est difficile de différencier ces deux types de dépôts sur la base des courbes granulométriques.

Sheridan (1971) distingue trois modes de transport : retombées aériennes (*air fall*), charges en suspension (*suspended load*) et charges de fond (*bed load*). Le premier cas est caractéristique des retombées pliniennes, présentant un très bon tri. En revanche, les deux modes suivants s'observent dans les déferlantes et dans les écoulements. Dans chacun de ces deux types de transport, la fraction la plus fine des éléments est transportée « en suspension », alors que la fraction la plus grossière est transportée comme la « charge de fond ». Ces derniers dépôts sont caractérisés par un mauvais classement.

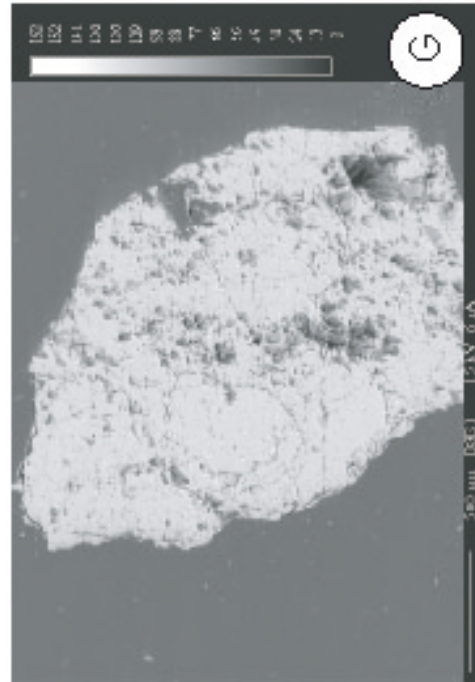
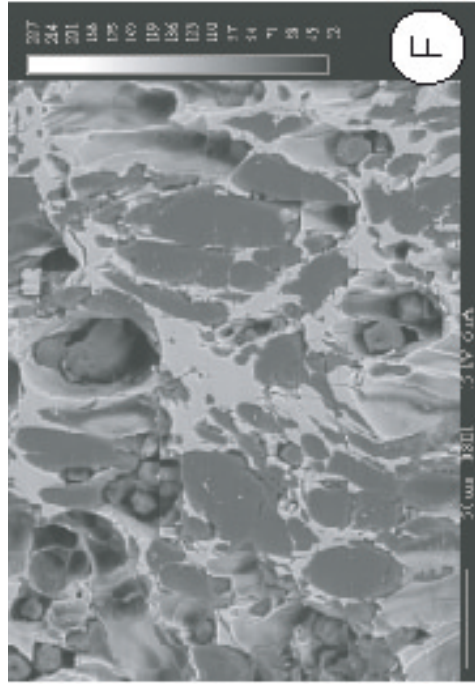
4.1.1.6 – Les corrélations stratigraphiques

Les corrélations stratigraphiques entre les formations volcaniques reposent, sur le terrain -et avant les analyses ultérieures en laboratoire-, sur trois critères principaux : morphologie des ponces, assemblage pétrographique, minéraux associés.



A - Ponces tubulaires : les vacuoles sont allongées, strictement parallèles et forment des tubules accolés.
B - Ponces à vacuoles orientées, sub-parallèles.
C - Ponces fibreuses, à vacuoles orientées
D - Ponces à grosses vacuoles (jusqu'à 100 μm), non orientées..

Photo. 4.11 : Les faciès caractéristiques de ponces



- E - Ponces à fibres flexueuses, non orientées.
- F - Ponces à grosses vacuoles, sans organisation
- G - Ponces denses, rares vacuoles, hétérométriques (de quelques μm à une centaine de μm).

Photo. 4.11 (suite) : Les faciès caractéristiques de ponces

4.1.1.6.1 – Différents types de ponces

Les ponces présentent des faciès différents en fonction de la taille et de la disposition des vésicules, liées au dégazage au moment de l'éruption. Heiken, (1972 et 1974), Heiken & Wohletz (1985) ont proposé une typologie des différents faciès. Plus récemment, Dellino *et al.*, (2001), et Polaci, Papale & Rossi (2001) ont utilisé les différences texturales des verres de ponces pour réaliser des corrélations entre différentes pyroclastites.

Une même formation pyroclastique renferme des ponces de différents faciès, et tous les termes de transition sont possibles. Cependant, certains faciès, très typés, permettent de mener les corrélations. Cinq faciès principaux apparaissent dans les pyroclastites que nous avons étudiées (photo. 4.11, A à G) :

- i) les *ponces denses* présentent de très petites vésicules (quelques μm de diamètre) ; il s'agit d'un faciès de transition entre les rhyolites ou les perlites et les ponces ;
- ii) les *ponces fibreuses* ont des vésicules orientées, généralement parallèles, souvent de petite taille (quelques dizaines de μm) ;
- iii) les *ponces tubulaires* ont des vésicules orientées, plus grossières (quelques centaines de μm), parallèles. Ces vésicules sont très allongées et continues ;
- iv) les *ponces à fibres flexueuses*, présentent des vésicules sub-orientées ; les vacuoles sont généralement hétérométriques et peuvent être grossières ;
- v) les *ponces moussues* présentent des vésicules non organisées, non orientées, de taille très variable, pouvant atteindre 1 mm de diamètre.

4.1.1.6.2 – Porphyrisme et paragenèse

Porphyrisme et paragenèse des ponces permettent de nombreuses corrélations. Il s'agit de déterminer la taille et la nature des minéraux observés dans les ponces et éventuellement dans la matrice cendreuse. Les minéraux associés à la matrice cendreuse peuvent appartenir à la fraction du matériel juvénile (qui a cristallisé dans la chambre magmatique), ou provenir de la fraction xénolitique qui a été arrachée au conduit magmatique. Dans ce dernier cas, ils ne sont pas caractéristiques de la nature du magma, mais de celle du substrat.

De premières observations macroscopiques peuvent être réalisées sur le terrain (à la loupe). Cependant la détermination la plus sûre est effectuée en laboratoire (cf. *infra*).

4.1.1.6.3 – Assemblages pétrographiques des lithiques

La proportion de lithique par rapport à celle de matériel juvénile est très variable selon les formations pyroclastiques. Elle est très importante dans le cas d'une activité phréato-

magmatique et moindre dans les retombées pliniennes. Dans le cas des retombées, elle varie également avec la distance à l'événement, lorsqu'un tri densimétrique s'opère. En outre, l'assemblage pétrographique des lithiques peut être caractéristique de certains dépôts.

Par exemple, les maars et dômes post-caldeiras situés à l'est du complexe présentent des assemblages différents. Les produits du maar du Kaleci Tepe sont caractérisés par l'importance des granits porphyriques. Les blocs de granits de quelques centimètres de grand axe (atteignant un mètre en situation proximale) libèrent des feldspaths xénomorphes de taille millimétrique. L'abondance des diabases caractérise les déferlantes du Güneydağ (photo. 4.10). Enfin, les xénolites de basalte et d'andésite sont abondants dans les dépôts du maar du Korudağ. Dans chacun de ces trois cas, la sur-représentation d'une pétrographie est caractéristique du substrat.

4.1.2 – Les sondages

4.1.2.1 – Le prélèvement des carottes

Nous avons utilisé des séquences carottées de deux sites différents : plaine de Çiftlik, maar d'Eski Acıgöl.

Trois carottes ont été prélevées dans la plaine de Çiftlik par C. Kuzucuoglu en août 1996 (pour la localisation, cf. *infra*, fig. 5.11 et 5.12). Elles sont présentées par Ferrari (1998) qui en a réalisé une étude sédimentologique. Nous avons réalisé des analyses nouvelles, notamment géochimiques, sur des verres de ponces des téphras interstratifiés et sur des niveaux pouvant être interprétés comme des téphras.

Le maar d'Eski Acıgöl, situé au nord-ouest de la caldeira d'Acıgöl a été sondé par C. Kuzucuoglu puis N. Roberts. La séquence présente la transition Tardiglaciaire – Holocène (Roberts *et al.*, 2001). Sept téphras, six rhyolitiques et un basaltique, ont été retrouvés, interstratifiés dans la sédimentation lacustre (Kuzucuoglu *et al.*, 1998). D'après nos analyses présentées ci-après, les 6 téphras rhyolitiques ont une origine locale et proviennent de l'activité post-caldeira du complexe d'Acıgöl (Mouralis *et al.*, 2001, et *infra* chap. 6).

4.1.2.2 – La reconnaissance des téphras : en place ou remaniées ?

Le caractère « en place » ou remanié des téphras observés dans les carottes constitue un problème crucial. En effet, ces téphras seront utilisés comme niveaux repères lors de l'établissement des séquences téphrostratigraphiques régionales. Dans les deux sites carottés (maar d'Eski Acıgöl et plaine de Çiftlik), l'ensemble des formations qui nappent les versants est d'origine volcanique. Entraînées par l'érosion, ces formations peuvent se sédimenter au

fond des dépressions. Les niveaux remaniés doivent donc être éliminés afin de conserver, pour l'établissement de la téphrostratigraphie, uniquement les téphras « en place ».

Lorsque le volume de sédiments érodés dans le bassin versant est relativement faible, ces produits de remaniement sont mélangés à d'autres matériaux. Il est alors aisé de les distinguer des téphras *in situ*. Cependant, lorsque des « mouvements de masse » affectent les versants, ce sont des « paquets » entiers de dépôts d'origine volcanique qui se sédimentent au fond des dépressions. Là, le risque de confusion avec des téphra « en place » est possible.

Au sein d'une sédimentation lacustre, quatre séries d'indices permettent de reconnaître des téphras *in situ*, déposés par voie aérienne :

- i) les téphras correspondent généralement à un niveau dont la granulométrie est plus grossière que les sédiments lacustres (marnes ou argiles). En outre, les téphras sont enrichis en verres de ponces et en minéraux. Dans ce domaine, la susceptibilité magnétique permet de repérer les concentrations en minéraux ferro-magnésiens dans les séquences carottées.
- ii) Les téphras *in situ* présentent un bien meilleur classement granulométrique que les produits remaniés transportés en masse.
- iii) Les téphras en place présentent une homogénéité pétrographique et minéralogique plus importante qu'un niveau remanié. Cela est particulièrement vrai en régime plinien lorsque le matériel juvénile constitue la plus grande partie du téphra. Cet indice est moins évident en régime hydro-volcanique, puisqu'une grande partie du matériel est composée de xénolites.

L'homogénéité des résultats des analyses géochimiques des verres est également un indice et peut se mesurer par l'écart type des analyses individuelles. Les téphras remaniés, altérés, ou mélangés présentent une plus grande variabilité qu'un téphra *in-situ*.

- iv) Les grains des téphras *in situ* offrent, à la loupe binoculaire un aspect plus « frais » que ceux des niveaux remaniés qui ont subi des processus d'altération et de transport. Les téphras *in situ* présentent des esquilles de verres (*glass shards*) bien conservées. En outre, les grains de ponces –ou les scories- sont peu ou pas roulés.

La « fraîcheur » du dépôt s'observe également lors des analyses géochimiques à la microsonde électronique. En effet, les verres non altérés des téphras *in situ* présentent un bouclage analytique qui doit se rapprocher de 95 à 100 % (cf. *infra* 4.2.1).

Ces différents indices permettent de différencier les téphras « en place » du matériel remanié. C'est pourquoi, nous appellerons ici **téphra** une formation non remaniée, et **horizon téphrique** une formation peu remaniée, présentant néanmoins des caractères d'homogénéité et des esquilles de verres bien conservées. Dans ce dernier cas, le remaniement s'est produit peu de temps après le dépôt de la formation. Si ces caractères sont absents, la formation sera interprétée comme étant remaniée.

4.2 – Réalisation d'un référentiel régional

Pour identifier et caractériser les téphras et établir des corrélations à longue distance, nous avons suivi les méthodes de la téphrochronologie présentées dans Self & Sparks (1981) et Westgate, Walter & Naeser (1992). Pour établir cette téphrostratigraphie régionale, nous avons effectué un prélèvement systématique d'échantillons qui peuvent être classés en deux groupes distincts :

- i) **Les échantillons prélevés en situation proximale**, dont l'origine est connue, servent de référentiel. Ils ont été prélevés dans les quatre secteurs actifs au Pléistocène : (i) secteur d'Acıgöl, (ii) du Göllüdağ, (iii) Hasandağ et pour comparaison, (iv) Erciyes Dağ. Dans les deux premiers cas, nous avons systématiquement échantillonné les produits syn-caldeiras et les produits des maars et dômes post-caldeiras.
- ii) **Les échantillons prélevés en situation distale** sont comparés aux premiers, afin d'en déterminer l'origine.

Deux types d'analyses ont été réalisés en laboratoire afin de proposer des corrélations entre les pyroclastites : la détermination du cortège minéralogique et le dosage géochimique des éléments majeurs des verres volcaniques. Les corrélations entre les pyroclastites s'appuient sur les résultats de ces analyses et leur traitement statistique.

4.2.1 – Détermination du cortège minéralogique

La détermination du cortège minéralogique a été effectuée selon les cas : i) sur des lapilli et blocs ponceux ayant subi un broyage ménagé dans un mortier ; ii) sur la matrice cendreuse (< 2 mm) des unités pyroclastiques, ou iii) sur des blocs ponceux, préparés en lames minces (à l'Institut des Sciences de la Terre, ISTO, UMR 6113, Orléans). Avec la première solution, il existe un risque de casser les minéraux. La seconde a été choisie lorsque la formation était pauvre en blocs et lapilli de ponces ; en effet, elle risque de mélanger minéraux automorphes

et xénomorphes. La troisième solution paraît idéale dans la mesure où elle préserve les minéraux, mais elle ne permet pas que le comptage d'un petit nombre de minéraux, sauf à travailler avec une grande quantité de lames minces.

Dans les cas i) et ii), nous avons effectué une séparation densimétrique à l'aide d'une liqueur dense, le bromoforme ($d \approx 2,89$), en utilisant un système à double entonnoirs superposés, qui permet de recueillir séparément les fractions lourdes ($> 2,89$) et légères ($< 2,89$) dans des filtres en papier.

Lorsque la fraction lourde était suffisamment abondante, nous avons réalisé trois séparations successives, selon le découpage granulométrique indiqué par Parfenoff, Pomerol & Tourenq (1970) : 0,5 à 0,16 mm ; 0,16 à 0,08 mm et 0,08 à 0,05 mm. Sinon, nous n'avons effectué qu'une seule séparation par échantillon. Ensuite la fraction lourde a été montée sur une lame de verre grâce à du baume du Canada (frottis) pour comptage au microscope polarisant. Les comptages ont porté sur trois fois 100 à 200 grains (soit un total de 300 à 500 grains environ), l'objectif étant de déterminer au moins 300 grains transparents. D'après Parfenoff, Pomerol & Tourenq (1970), le comptage de 300 grains permet de ramener l'incertitude du comptage à moins de 5 %.

4.2.2 – Analyses géochimiques

La géochimie est l'une des méthodes les plus employées pour caractériser les téphras (Self & Sparks, 1980 ; Westgate, Walter & Naeser, 1992). Deux techniques ont été utilisées : analyses sur « roche totale » et analyses ponctuelles, grain à grain, des verres de ponces et de quelques minéraux en grains.

4.2.2.1 – Les analyses sur « roche totale »

Une centaine d'échantillons a été analysée par fluorescence-X (XRF) à Ankara dans les laboratoires du MTA. Ces analyses sur roche totale permettent une bonne détermination des éléments majeurs, ainsi que de quelques éléments rares et en traces. En outre, une dizaine d'échantillons a été analysée par absorption atomique au Laboratoire de Géographie Physique (Meudon).

4.2.2.2 – Analyses ponctuelles à la microsonde électronique

Ces analyses ont été effectuées à l'aide d'une microsonde Cameca SX100, au Laboratoire « Magmas et Volcans » (Clermont-Ferrand), ainsi qu'au laboratoire ISTO (Orléans), et au laboratoire « Camparis » de Jussieu. Les analyses ont porté sur 9 éléments « majeurs », en

suivant les recommandations de l'*ICCT working group* (International Congress Committee on Tephrochronology, dépendant de l'INQUA, Frogatt, 1992).

Les verres (et quelques minéraux) ont été montés dans de la résine Epoxy, puis soigneusement poli, à l'aide d'abrasifs au diamant de finesse croissante (jusqu'à environ ½ µm). Le faisceau de la microsonde a été réglé sur une intensité de 6-8 nA, avec une tension de 15 kV. Afin de limiter la volatilisation des éléments alcalins, le faisceau a été défocalisé à 10 µm. Pour la plupart des échantillons, nous avons effectué au moins 10 analyses, sur 10 grains différents, afin d'obtenir les résultats les plus représentatifs possible. Les résultats sont exprimés en pourcentage de la masse de chaque oxyde.

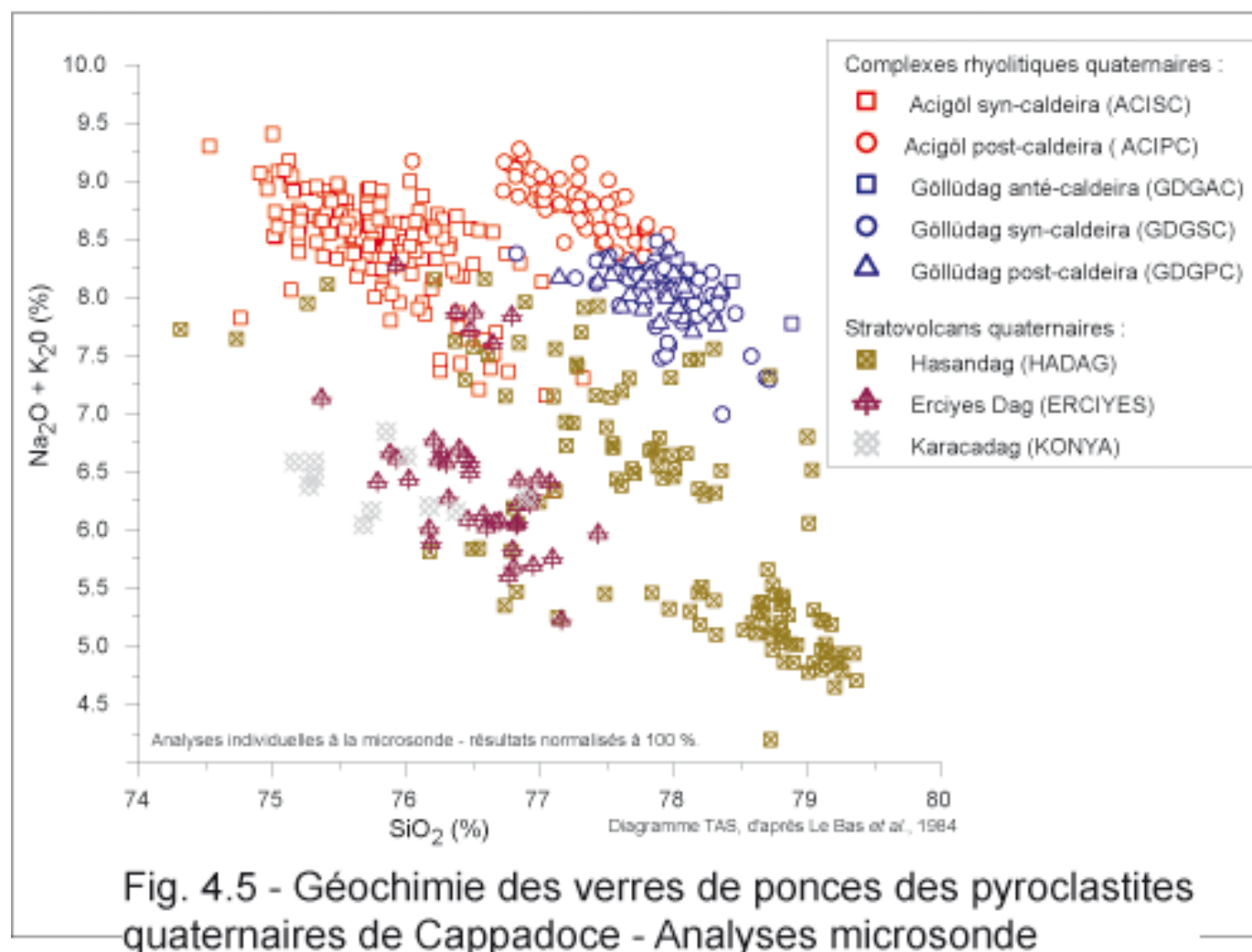
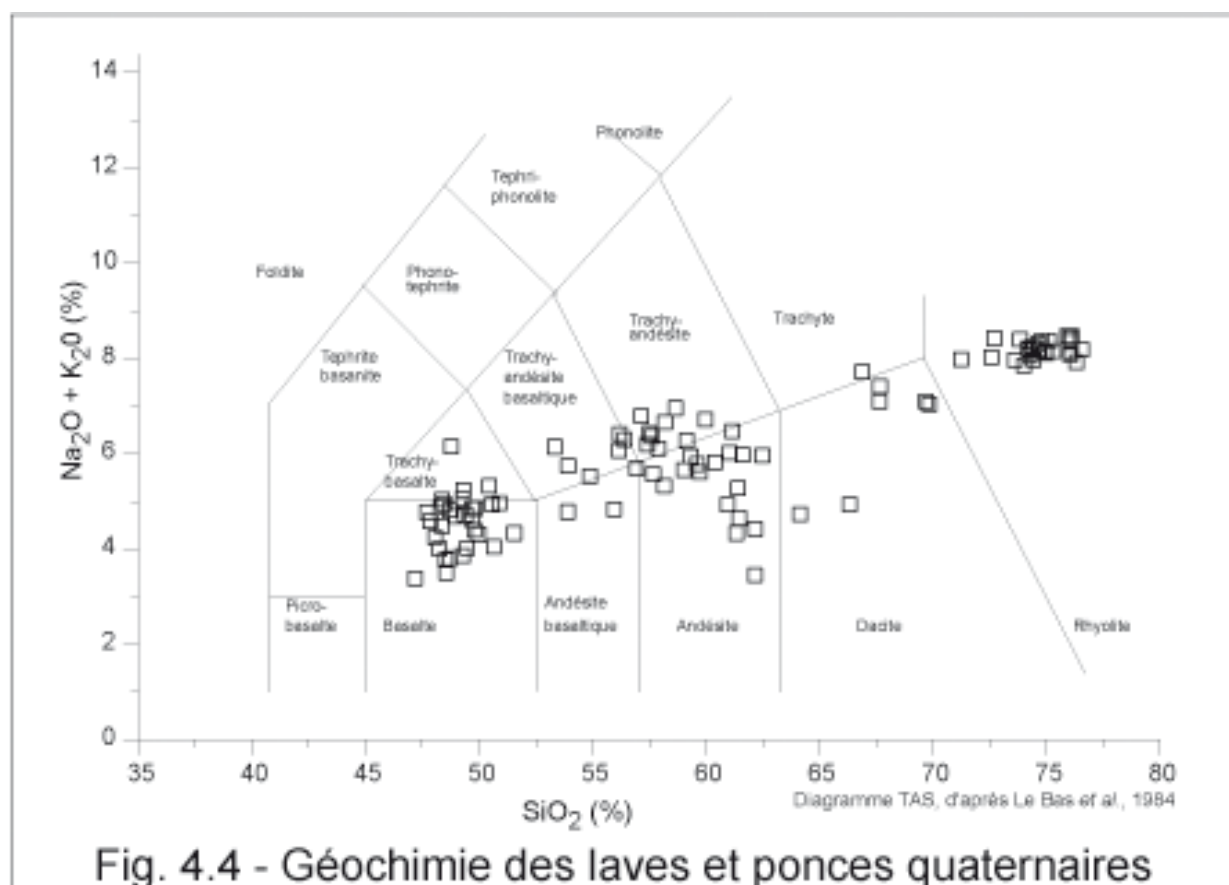
4.2.3 – Caractères pétrographiques généraux des ponces des complexes volcaniques

Les produits quaternaires de Cappadoce appartiennent à la série calco-sodique moyennement potassique, et constituent une série complète des basaltes aux rhyolites (fig. 4.4). Les verres des ponces des complexes volcaniques représentent les produits les plus différenciés, avec des teneurs en SiO₂ supérieures à 72,5 %. Replacées dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1984), ils recouvrent le champ des rhyolites (Fig. 4.5). Pour l'étude des sources mantelliques et l'évolution des magmas, nous renvoyons aux travaux déjà réalisés et présentés dans la première partie (notamment, Ercan *et al.* 1987, 1990 et 1991 ; Olanca, 1994 ; Notsu *et al.* 1995 ; Aydar *et al.*, 1995).

Les ponces du complexe d'Acıgöl sont aphyriques. Celles du Göllüdağ, et du Hasandağ sont microphyriques, avec des minéraux de taille inférieure à 0,5 mm. Sur la quarantaine d'échantillons traités, la proportion de minéraux lourds varie entre 0,01 et 14 %. Mais, dans 28 échantillons, la proportion est inférieure à 1 % et dans 12 autres, inférieure à 3 %.

Nous n'avons pas effectué d'analyse exhaustive des minéraux et seule leur abondance est considérée. La paragenèse générale associe des quartz et des feldspaths plagioclases et des ferromagnésiens : clinopyroxènes (cpx), orthopyroxènes (opx), amphiboles (hbl), et micas noirs (mnr). On note également la présence de zircons (zrc), d'apatites (apat) et de grenats. Les minéraux opaques sont essentiellement constitués de magnétites bi-pyramidées et sont caractéristiques des téphras associés aux dômes terminaux du complexe du Göllüdağ.

La texture des ponces évolue de manière classique avec le porphyrisme. Les ponces aphyriques du complexe volcanique d'Acıgöl présentent des faciès essentiellement fibreux à pseudo-fibreux. Au contraire, les ponces porphyriques à quartz et feldspaths de la retombée syn-caldeira TG-5 (site 21, col de Sekkin Boğazi) ont un faciès moussu caractéristique. D'une



manière générale, les téphras associés aux dômes post-caldeiras sont aphyriques à microphyriques et présentent des faciès fibreux à pseudo-fibreux.

Les comptages ont ainsi permis de différencier les produits (fig. 5.5) :

- i) du Hasandağ, caractérisés par une importante proportion de micas noirs ;
- ii) de l'activité syn-caldeira du Göllüdağ, dont l'assemblage minéralogique est le suivant : Opx, opaques > Cpx > Hbl ;
- iii) et ceux des dômes post-caldeiras du complexe du Göllüdağ en différenciant :
 - a) les produits riches en amphiboles, provenant des premiers dômes post-caldeiras : Hbl >>> opaques > Opx > mn, et accessoirement : apatites et zircons ;
 - b) les produits très riches en minéraux opaques, avec une forte proportion de magnétites, provenant des dômes terminaux : Büyük Göllüdağ ou Kabak Tepe : opaques >>> Cpx, Opx., et comportant de rares grenats.

4.2.4 – Normalisation et présentation des résultats analytiques

4.2.4.1 – Problèmes de normalisation

Les totaux analytiques atteignent rarement 100 %. La différence correspond principalement à la présence d'eau (hydratation et altération) et à la volatilisation des alcalins (notamment Na) et aux éléments non analysés. Cette différence pose deux problèmes : i) le seuil au-dessus duquel une analyse est considérée comme valable ; et ii) la comparaison entre des échantillons dont les totaux analytiques sont différents.

Frogatt (1992) retient toutes les analyses dont les totaux analytiques sont supérieurs à 90 %. De plus, pour faciliter la comparaison, l'auteur indique qu'il est nécessaire de normaliser les résultats à 100 %. Pour un même téphra on admet que la volatilisation et les erreurs de mesure sont constantes tandis que les variations du total analytique sont imputées à l'hydratation de l'échantillon. La normalisation permet donc d'éliminer l'effet de l'hydratation des échantillons d'un même téphra, retrouvés dans des situations différentes. (Frogatt, 1992).

Cependant, il n'existe pas de consensus sur la question (cf. par exemple le débat engagé entre Hunt & Hill, 1993 et 1994, et Bennett, 1994). D'après Hunt & Hill (1993 ; 1994), les résultats dont les totaux analytiques sont inférieurs à 95 % doivent être éliminés et les analyses ne doivent pas être normalisées.

D'autres auteurs procèdent à une sélection des analyses afin d'éliminer les résultats aberrants. Ainsi, Katho *et al.* (2000) éliminent les résultats dont le total analytique est inférieur à 90 %.

Ensuite, ils calculent, pour chaque échantillon, la moyenne et l'écart type de chacun des oxydes (et du total analytique), puis éliminent toutes les analyses dont un ou plusieurs oxydes (ou le total analytique) se trouvent au delà ou en deçà de la moyenne plus ou moins 3 écarts types. Les auteurs recalculent ensuite la moyenne et l'écart type et, de nouveau, éliminent les analyses dont un ou plusieurs oxydes (ou le total analytique) se trouvent au delà ou en deçà de la moyenne plus ou moins 3 écarts types. Ils répètent ces opérations autant de fois que nécessaire (rarement plus de trois fois).

Il est également possible d'utiliser la transformation « rapport-log » (« *log-ratio* », Aitchison, 1983, 1986) qui consiste à rapporter tous les résultats bruts à un oxyde. Cette transformation permet d'éviter les problèmes liés au total analytique inférieur à 100 %.

On emploie généralement la formule (Stokes & Lowe, 1988) :

$$y_i = \log(x_i/x_d) \quad \text{avec : } \begin{array}{l} y_i \text{ la variable (i. e. l'oxyde) transformée,} \\ x_i \text{ la variable d'origine,} \\ x_d \text{ la variable de référence.} \end{array}$$

N'importe quel oxyde peut être choisi comme variable de référence, à condition qu'il soit différent de 0.

L'utilisation des logarithmes implique également que le numérateur soit supérieur à zéro.

En l'absence d'accord entre les différents auteurs, nous avons suivi les recommandations de l'ICCT (Frogatt, 1992). Les résultats ont été normalisés afin de permettre les comparaisons, et nous n'avons conservé que les analyses dont les totaux analytiques sont supérieurs à 90 %. Les tableaux complets figurent en annexe.

4.2.4.2 – Présentation des résultats

Les résultats sont présentés sous forme de graphiques cartésiens ou de graphiques triangulaires. Certains auteurs (Rollinson, 1993 ou Bennet, 1994) soulignent cependant que les graphiques ternaires posent un problème méthodologique puisque les données sont de nouveau normalisées.

La figure 4.5 présente les résultats géochimiques de quelques analyses individuelles sous la forme du diagramme TAS (*total alkali-silicate*). Ce type de représentation a été conçu afin de classer les roches volcaniques selon leur chimisme à partir d'analyses sur « roche totale » (Le Bas *et al.*, 1984). Il doit donc être appliqué avec prudence aux analyses individuelles. Ce diagramme permet d'appréhender la nature du matériel juvénile (verres volcaniques) et son utilisation se justifie dans la mesure où les téphras analysés sont pauvres en minéraux (cf. *supra*, 4.2.1). L'ensemble de nos travaux a porté sur les produits des complexes

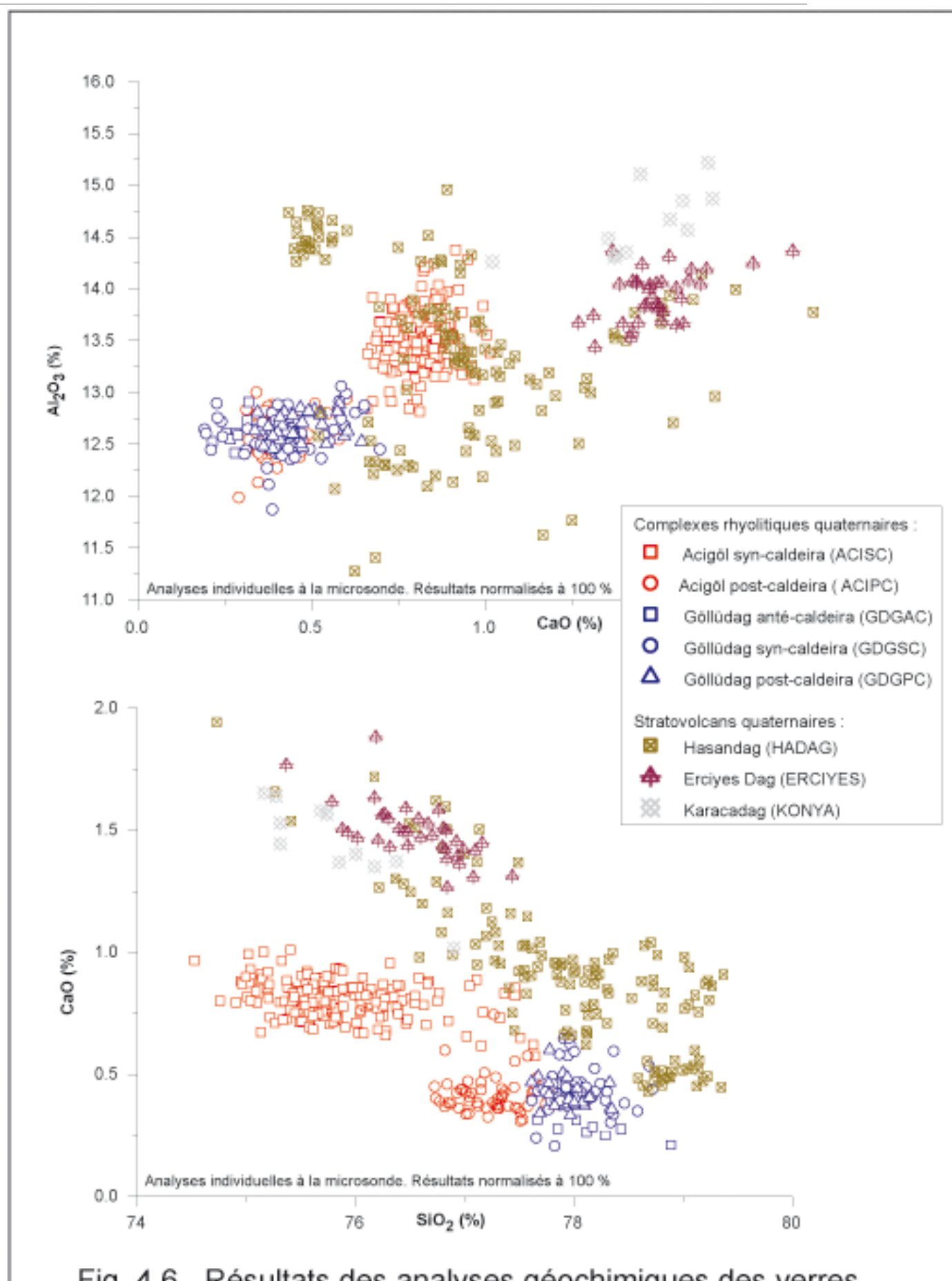


Fig. 4.6 - Résultats des analyses géochimiques des verres de ponces

Diagrammes CaO / Al_2O_3 (en haut) et SiO_2 / CaO (en bas). CaO , Al_2O_3 et SiO_2 sont les oxydes qui discriminent le mieux les analyses. A comparer également avec le diagramme TAS (fig. 4.5).

Sur le diagramme CaO / Al_2O_3 , les échantillons du Göllüdag et ceux d'Acigöl post-caldeira se confondent. Le diagramme SiO_2 / CaO permet de les distinguer. En revanche les échantillons des trois groupes du Göllüdag restent superposés.

rhyolitiques dont les produits ont une teneur en SiO₂ toujours supérieure à 75 % et un total des alcalins compris entre 6 et 10 %. Quelques analyses ont porté sur des produits moins différenciés.

La figure 4.6 croise les oxydes SiO₂ et CaO. Les téphras forment différents groupes : les groupes Acıgöl syn-caldeira, Acıgöl post-caldeira et Göllüdağ s'individualisent nettement. Les téphras du Hasandağ présentent une plus grande dispersion, de même que les téphras de l'Erciyes Dağ.

Comme le constate Bennet (1994), lorsque 9 oxydes sont analysés, il existe 36 diagrammes binaires possibles permettant de croiser tous les résultats analytiques. Le nombre de possibilités augmente encore si l'on mesure les éléments en trace. A cela s'ajoutent les diagrammes dans lesquels la somme de deux oxydes est représentée sur l'un des axes (ou les deux), comme par exemple le diagramme TAS. Il existe également des diagrammes ternaires dont l'un des sommets (ou plusieurs) correspondent à la somme de deux oxydes, par exemple le diagramme FeO-K₂O-(CaO+MgO), ou le diagramme A.F.M : alcalin-FeO total-MgO.

Ces différentes représentations graphiques ont des significations géochimiques (diagrammes TAS ou AFM) mais elles ne sont pas toutes utiles à la discrimination des téphras. En outre, il est matériellement impossible d'inclure toutes les représentations graphiques dans une publication. Les auteurs présentent donc généralement un ou deux diagrammes, choisis parmi les plus significatifs (par exemple la figure 4.7). Mais ce choix comporte toujours une part d'arbitraire (Stokes, Lowe & Froggatt, 1992). Parfois, on représente également une série de diagrammes croisant SiO₂ à l'ensemble des autres oxydes analysés. Cela nécessite au moins six à sept diagrammes binaires.

Il est donc plus rigoureux de tenter de mener des analyses multivariées sur l'ensemble des mesures effectuées (recommandation n°17 de l'ICCT, Froggatt, 1992), telles que l'analyse des fonctions discriminantes.

4.2.5 – L'analyse des fonctions discriminantes

L'analyse des fonctions discriminantes détermine une combinaison linéaire de variables (des oxydes) dont la variation permet la discrimination d'un nombre prédéterminé de groupes (les volcans ou les éruptions). Cette méthode a été appliquée pour la première fois à la téphrochronologie par Beaudoin & King (1986), puis par Stockes & Lowe (1988), Stokes, Lowe & Froggatt (1992), Shane & Froggatt (1994) et plus récemment par Charman & Grattan (1999).

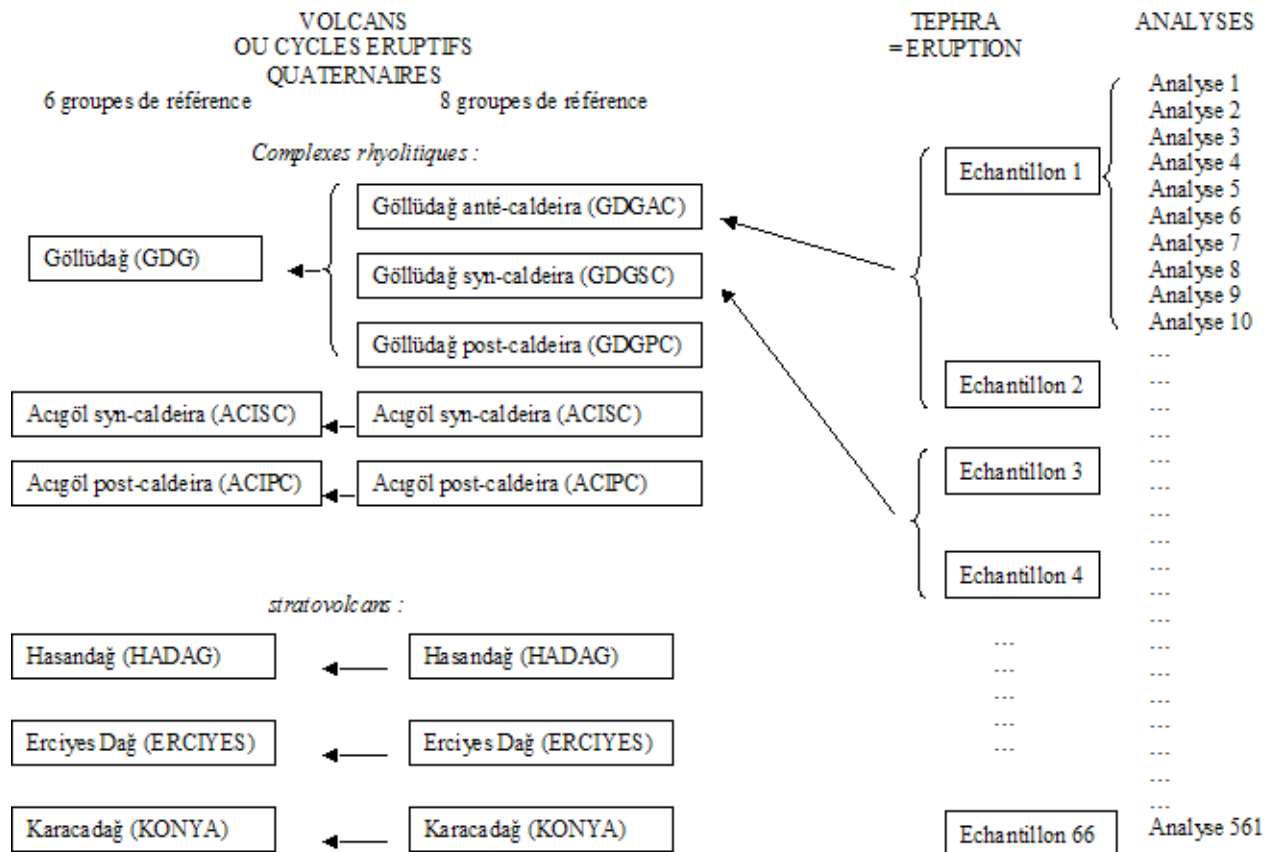


Fig. 4-7 : Structure des données pour l'analyse des fonctions discriminantes

4.2.5.1 – Le programme DISCRIM

L'analyse des fonctions discriminantes permet de calculer des variables transformées à partir desquelles un nombre de groupes définis *a priori*, et exclusifs les uns des autres, peuvent être discriminés. Cela suppose tout d'abord d'avoir des échantillons dont on connaît l'origine. Ces échantillons forment les *groupes de référence* auxquels seront comparés les échantillons dont on veut connaître l'origine.

Charman & Grattan (1999) ont montré que les résultats restent identiques, même si l'on utilise pour le calcul les valeurs brutes, normalisées ou transformées par la méthode « *log-ratio* ». Il s'agit là d'un des grands avantages de l'analyse des fonctions discriminantes, qui résout le problème de la normalisation (cf. *supra* 4.2.3). Nous utilisons, ici, les valeurs brutes, non transformées.

Le logiciel SYSTAT permet de réaliser le traitement statistique. Les variables ont été sélectionnées par le programme DISCRIM, dans une procédure pas à pas (*step-wise*) automatique. Il faut distinguer deux étapes :

Etape 1 : Analyse des fonctions discriminantes à partir des groupes de référence

Dans cette étape, le programme n'utilise que les échantillons des groupes de référence. Il sélectionne les variables (les oxydes) qui sont les plus discriminantes, c'est à dire celles qui maximisent la variance. Celle-ci est mesurée à travers la variable *Wilk's Lambda* (ou variable *U*) qui teste la discrimination entre les groupes (Klecka, 1975). Le programme dérive ensuite les fonctions discriminantes pour chacune des variables.

DISCRIM permet de tester l'adéquation des fonctions discriminantes calculées : il utilise alors les fonctions discriminantes dérivées pour classer les analyses comme si leur origine était inconnue. Le programme indique la proportion d'analyses correctement classées dans chaque groupe.

Etape 2 : Classification des échantillons d'origine inconnue

Le programme introduit maintenant les échantillons d'origine inconnue et va tenter de les classer en utilisant les fonctions discriminantes définies dans l'étape 1. Pour cela il utilise la distance de Mahalanobis (D^2) qui mesure la distance entre les analyses dans l'espace multivarié (Joyner, 1985). Le programme classe l'échantillon dans le groupe de référence avec lequel cette distance est la plus petite. DISCRIM indique également la probabilité de classement qui varie de 0 à 1. Si D^2 égale 0, alors la probabilité est 1. Inversement, cette probabilité diminue quand la distance augmente.

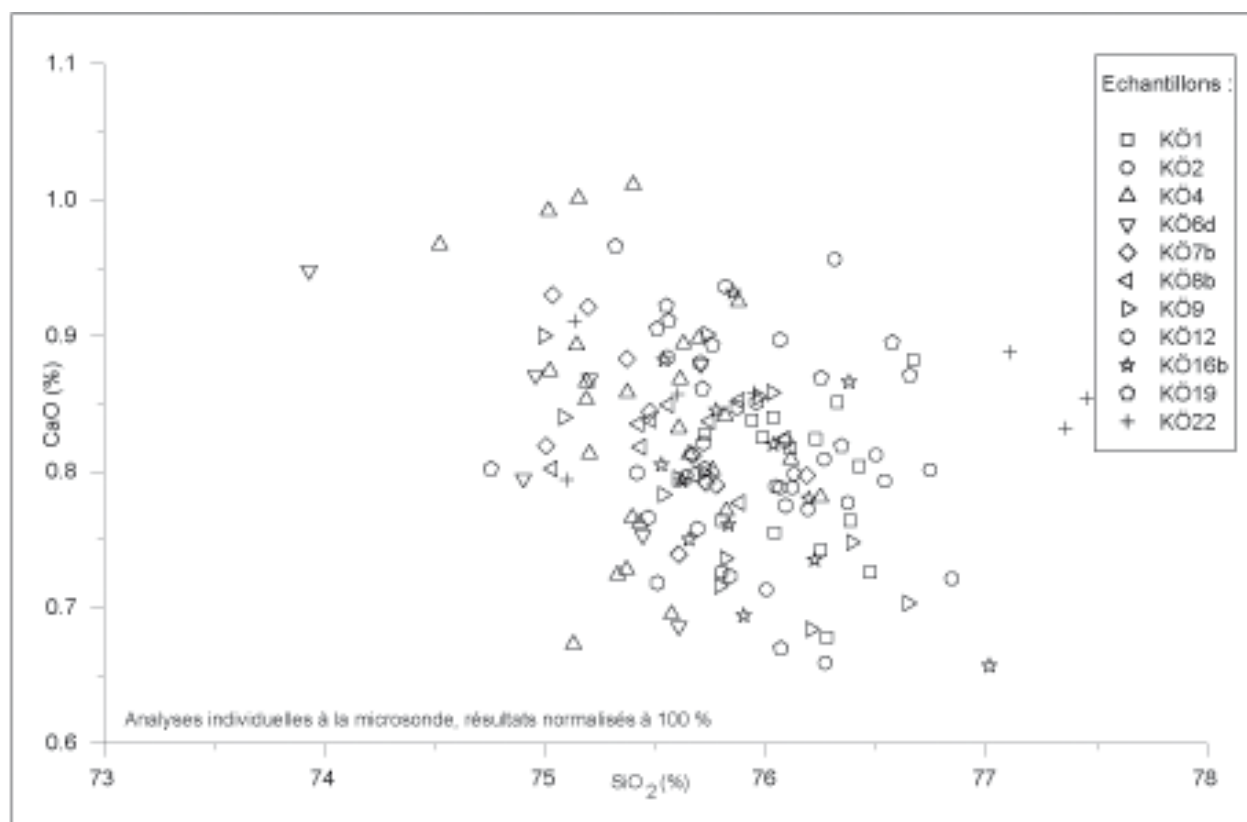


Fig. 4.8 - Géochimie des verres des pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acigöl

L'analyse géochimique des majeurs ne permet pas de différencier les différentes éruptions de l'activité syn-caldeira.

Tabl. 4.1 - Variance à l'intérieur du groupe de référence "Acigöl syn-caldeira", et pour chaque échantillons de ce groupe

	Nbre analyses	NA2O	MGO	K2O	CAO	TIO2	FEO	MNO	SIO2	AL2O3	TOT
Total	178	0.257	0.001	0.070	0.005	0.003	0.023	0.002	3.059	0.237	4.158
KÖ-1	15	0.041	0.000	0.038	0.004	0.002	0.007	0.001	4.915	0.191	8.109
KÖ-2	16	0.028	0.001	0.026	0.004	0.003	0.007	0.003	0.944	0.059	1.850
KÖ-4	27	0.073	0.001	0.153	0.007	0.002	0.009	0.002	1.956	0.087	3.854
KÖ-6d	7	0.033	0.001	0.033	0.005	0.003	0.006	0.001	4.666	0.138	6.083
KÖ-7b	10	0.048	0.001	0.039	0.003	0.002	0.011	0.001	0.438	0.048	0.635
KÖ-8b	9	0.135	0.000	0.048	0.000	0.004	0.010	0.001	2.364	0.123	3.535
KÖ-9	13	0.052	0.001	0.085	0.004	0.003	0.019	0.002	2.608	0.090	3.803
KÖ-12	14	0.023	0.000	0.034	0.004	0.002	0.009	0.001	1.995	0.123	3.839
KÖ-16b	13	0.016	0.001	0.021	0.005	0.002	0.003	0.002	0.811	0.070	1.162
KÖ-19	14	0.177	0.002	0.030	0.005	0.001	0.010	0.004	4.570	0.599	8.168
KÖ-22	7	0.585	0.000	0.047	0.001	0.001	0.005	0.002	6.974	0.192	5.155
Kö9417	5	0.004	0.002	0.007	0.004	0.012	0.009	0.001	0.078	0.011	0.210
Kö9531	5	0.058	0.001	0.006	0.001	0.001	0.017	0.002	2.296	0.035	3.568
KA-3	16	0.146	0.001	0.028	0.005	0.002	0.012	0.003	0.868	0.056	0.860
KA-7	6	0.018	0.000	0.006	0.002	0.002	0.003	0.005	1.063	0.110	2.306

En gras : variance d'un échantillon supérieure à celle du groupe

Calcul de la variance :
$$\text{Variance} = \frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n^2}$$

4.2.5.2 – Structure des données

L'objectif de l'analyse des fonctions discriminantes est de proposer des regroupements statistiques entre les analyses. Il est donc essentiel de préciser comment sont structurées les données que l'on souhaite classer. Les résultats analytiques sur lesquels nous travaillons s'organisent de la manière suivante (fig. 4.7) :

- les individus qui vont être classés sont les *analyses* ;
- un *échantillon* comprend plusieurs analyses individuelles ; les moyennes et écarts types de chacun des échantillons sont indiqués en annexe. Un échantillon correspond donc à un téphra, c'est-à-dire à une éruption particulière d'un édifice volcanique ;
- les *groupes de référence* comprennent plusieurs échantillons. Ils ont été établis grâce aux observations de terrain et aux premières analyses, et prennent en compte l'histoire géologique et la dynamique des édifices volcaniques. Par exemple, dans le complexe d'Acıgöl, il est possible de distinguer deux phases d'activité distincte : une phase dite « syn-caldeira » et une phase « post-caldeira » (cf. *infra*, chap. 5). **C'est à l'échelle de ces groupes de référence que les regroupements sont réalisés.**

En effet, les analyses géochimiques des majeurs ne permettent pas de discriminer les éruptions individuelles, marquées sur le terrain par un téphra particulier, et dans nos analyses par un échantillon. A titre d'exemple, la figure 4.8 présente les analyses des échantillons provenant de l'activité syn-caldeira du complexe d'Acıgöl, et prélevés sur la coupe du site 52 (les photographies 4.1 et 4.3 représentent la base de la coupe). Le tableau 4.1 montre que la variance de chaque échantillon est souvent supérieure à la variance de l'ensemble du groupe.

4.2.5.3 – Détermination des groupes de référence

Les groupes de référence comportent 561 analyses correspondant à 66 échantillons. Ces échantillons ont été prélevés en situation distale et leur origine est assurée (cf. *supra* 4.2). Nos observations de terrain ont permis de regrouper ces 66 échantillons en huit groupes (fig. 4.7) : Acıgöl syn-caldeira, Acıgöl post-caldeira, Göllüdağ anté-caldeira, Göllüdağ syn-caldeira, Göllüdağ post-caldeira, Hasandağ, Erciyes Dağ, et Karacadağ².

Le tableau 4.2A indique la moyenne et l'écart type de chacun des groupes. Les écarts types montrent généralement une plus grande dispersion pour le Hasandağ que pour les autres

² Ce dernier groupe est formé de 3 échantillons, provenant du Karacadağ, volcan quaternaire encore mal connu, situé dans le bassin de Konya, à environ 150 km au sud-ouest de la Cappadoce. Nous avons inclus ces données à titre de comparaison. Ces données, de même que celles concernant le groupe de l'Erciyes Dağ et quelques analyses de téphras du Hasandağ, nous ont été fournies par J.-F. Pastre.

groupes : les produits de ce stratovolcan présentent une plus grande diversité (cf. également, *supra*, fig. 4.5 et 4.6).

Cependant, si ces huit groupes ont une signification dynamique, ils sont parfois difficiles à différencier à partir de l'analyse géochimique des majeurs. Par exemple, les trois groupes du Göllüdağ (anté-, syn- et post-caldeira) présentent des nuages de points qui se recouvrent en grande partie (fig. 4.7). Cela montre que le magma impliqué dans les trois phases de fonctionnement du complexe anté-, syn- et post-caldeira a peu évolué (concernant les éléments majeurs, du moins), probablement en raison d'une relative rapidité de la succession.

Pour cette raison, la classification par l'analyse des fonctions discriminantes fondée sur les huit groupes de référence s'est avérée statistiquement peu efficace. Nous avons donc décidé de ne conserver que six groupes de référence (fig. 4.8).

4.2.5.4 – Les fonctions discriminantes fondées sur les 6 groupes de référence

Les six groupes retenus sont les suivants : Acıgöl syn-caldeira (ACISC), Acıgöl post-caldeira (ACIPC), Göllüdağ (GDG, regroupant les trois phases anté-, syn- et post-caldeira), Hasandağ (HADAG), Erciyes Dağ (ERCIYES) et Karacadağ (KONYA). Les moyennes et les écarts types sont indiqués dans le tableau 4.2A.

Les deux variables qui discriminent le mieux les groupes sont les oxydes CaO et Na₂O (tableau 4.2B). Ces oxydes expriment respectivement 58,3 % et 34,8 % de la dispersion. La troisième variable, Al₂O₃, explique 3,9 % de la dispersion.

La proportion d'analyses correctement classées donne une mesure de la réussite de la discrimination (tab. 4.2C). Trois groupes sont correctement classés à plus de 90 % : Acıgöl syn-caldeira (ACISC), Acıgöl post-caldeira (ACIPC) et Karacadağ-Konya (KONYA). Le groupe Göllüdağ est correctement classé à plus de 85 %. Les analyses mal classées se retrouvent essentiellement dans le groupe ACIPC. Les groupes correspondant aux deux stratovolcans sont les moins bien classés, en raison de la plus grande dispersion des analyses.

La figure 4.9 illustre la pertinence de l'analyse des fonctions discriminantes, en croisant les deux premiers axes canoniques pour l'ensemble des échantillons. Les six groupes de référence forment des groupes relativement homogènes. En particulier, les centroides de chacun des groupes sont nettement séparés les uns des autres. Cependant, les nuages de points du Göllüdağ et d'Acıgöl syn-caldeira se recouvrent en partie. De plus, la figure illustre la dispersion des analyses du groupe du Hasandağ. Il s'agit d'un strato-volcan, correspondant à un grand nombre d'événements et à une longue histoire. Une constatation identique pourrait

Tableau 4.2 - Analyse des fonctions discriminantes
6 Groupes de référence

Tab. 4.2A - Moyennes et écarts types des groupes de référence

GRUPE	N. anal. (1)	N. ech. (2)	NA2O	MGO	K2O	CAO	TiO2	FEO	MNO	SiO2	AL2O3	TOT
ACISC	178	15	3,64 0,51	0,09 0,03	4,37 0,28	0,78 0,07	0,09 0,05	1,12 0,15	0,06 0,05	72,77 1,75	13,02 0,42	95,93 2,04
ACIPC	86	7	4,02 0,29	0,02 0,03	4,43 0,25	0,40 0,09	0,04 0,04	0,72 0,12	0,08 0,05	74,71 1,57	12,18 0,37	96,81 2,06
GDGPC	144	17	3,02 0,68	0,04 0,03	4,43 0,43	0,40 0,18	0,07 0,05	0,71 0,11	0,08 0,07	73,66 1,18	12,02 0,30	94,43 1,82
HADAG	133	17	2,32 0,85	0,13 0,03	3,89 0,37	0,87 0,31	0,19 0,11	0,84 0,31	0,05 0,05	74,73 2,16	12,89 0,89	95,85 2,05
ERCIYES	42	7	2,70 0,40	0,22 0,03	3,48 0,34	1,34 0,25	0,19 0,11	1,20 0,13	0,05 0,05	73,10 1,28	13,24 0,39	95,82 1,76
KONYA	11	3	2,61 0,23	0,23 0,04	3,47 0,17	1,38 0,16	0,13 0,08	1,17 0,15	0,06 0,04	72,08 1,65	13,91 0,38	95,10 1,88
Total	561	66										

(1) : nombre d'analyses pour chaque groupe de référence.

(2) : nombre d'échantillons pour chaque groupe de référence.

Tabl. 4.2B - Analyse des fonctions discriminantes

Etape	Variable entrée	Nombre de variables dans le modèle	Wilks' lambda	Fonction discriminante canonique standardisée par la variance				Fonction	Elgen values	Proportion de la dispersion totale (%)
1	CAO	1	0,3348					1	4,797	58,3
2	NA2O	2	0,1532					2	2,854	34,8
3	AL2O3	3	0,0926					3	0,321	3,9
4	SiO2	4	0,0614	CAO	-0,55	0,27	0,08			
5	K2O	5	0,0472	NA2O	0,74	0,24	0,67			
6	FEO	6	0,0371	AL2O3	0,57	0,38	-0,22			
7	MGO	7	0,03							
8	TiO2	8	0,0267							

Tableau 4.2 - Analyse des fonctions discriminantes
6 Groupes de référence

Tabl. 4.2C - Matrice de corrélation

GRUPE	N. anal.	ACISC 1	ACIPC 2	GDG 5	HADAG 6	ERCIYES 7	KONYAK 8	%correct
ACISC	179	172 96,09	4 2,23	3 1,63	0 -	0 -	0 -	96,09
ACIPC	67	1 1,49	62 92,54	4 5,97	0 -	0 -	0 -	92,54
GDG	123	1 0,81	15 12,20	105 85,37	0 -	2 1,63	0 -	85,37
HADAG	134	1 0,75	0 -	8 5,97	104 77,61	19 14,18	2 1,49	77,61
ERCIYES	43	4 9,30	0 -	1 2,33	1 2,33	35 81,40	2 4,65	81,40
KONYA	12	0 -	0 -	0 -	0 -	1 8,33	11 91,67	91,67
Total	558	-	-	-	-	-	-	84,12

Note :

Pour chaque groupe, le nombre d'échantillons classés dans chacun des groupes est indiqué sur la première ligne.

La proportion (%) est indiquée sur la seconde ligne.

En gras : nombre et proportion d'échantillons bien classés, pour chacun des groupes.

La dernière colonne indique de nouveau le % d'échantillons bien classés.

Tabl. 4.2D - Distance de Mahalanobis (D2) entre les groupes

		ACISC 1	ACIPC 2	GDG 4	HADAG 6	ERCIYES 7	KONYAK 8
ACISC	1	0,00	13,40	17,20	28,70	27,00	32,00
ACIPC	2		0,00	6,80	28,00	41,30	57,20
GDG	4			0,00	14,80	30,30	47,60
HADAG	6				0,00	7,40	20,40
ERCIYES	7					0,00	8,60
KONYA	8						0,00

Notes :

Distance (D2) de la moyenne de chacun des groupes à la moyenne de chacun des autres groupes

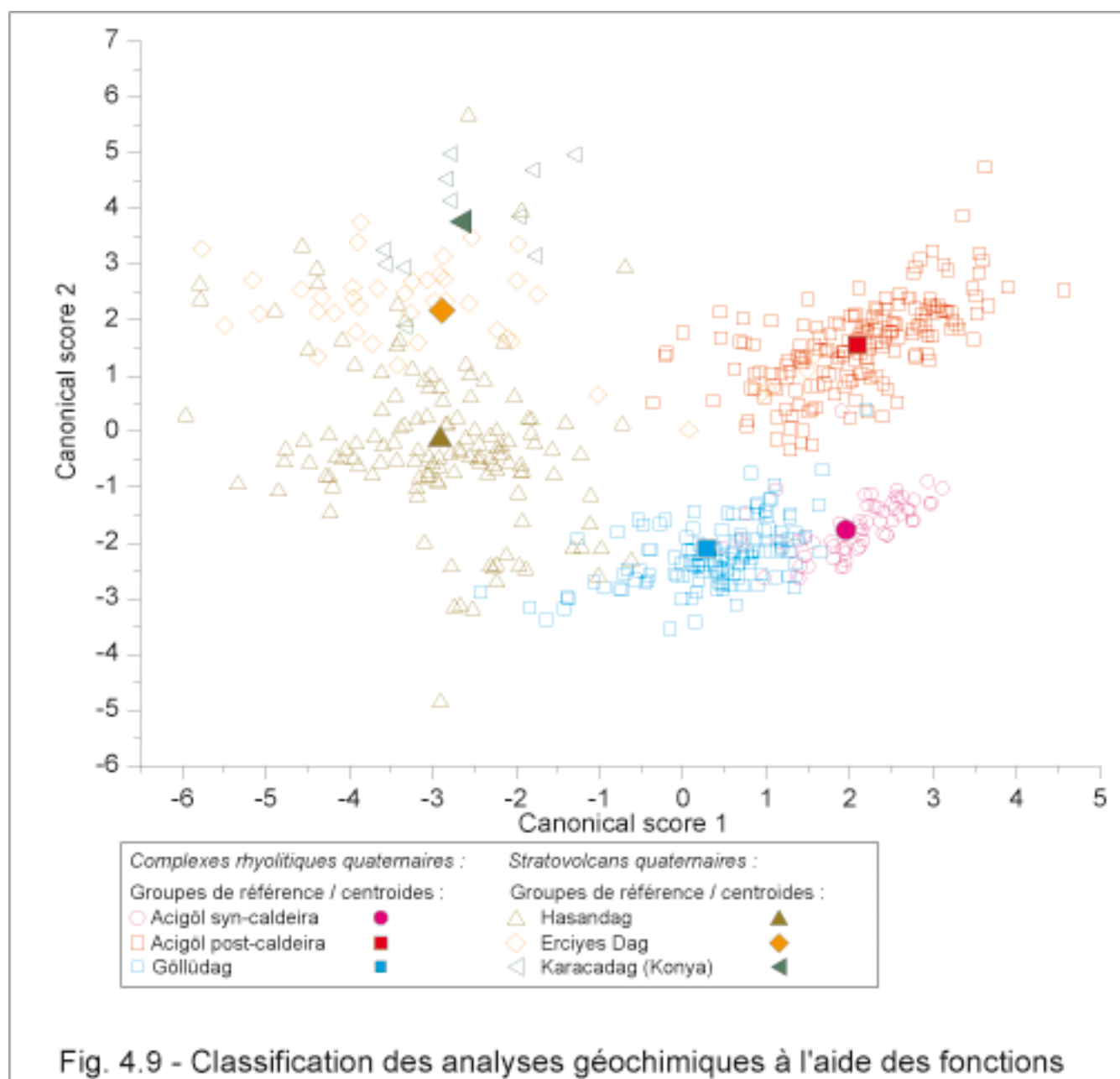
D2 est d'autant plus petit que les points sont proches, dans l'espace multi-varié.

Tabl.4.2E - Probabilité de classement

		ACISC 1	ACIPC 2	GDG 4	HADAG 6	ERCIYES 7	KONYAK 8	Total
ACISC	1	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00
ACIPC	2	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00
GDG	4	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	1,00
HADAG	6	0,00	0,00	0,00	0,97	0,02	0,00	0,99
ERCIYES	7	0,00	0,00	0,00	0,02	0,97	0,01	1,00
KONYA	8	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,99	1,00

Notes :

Probabilité qu'une analyse soit classée dans chacun des groupes



sûrement être faite à propos de l'Erciyes Dağ si nous possédions plus d'échantillons. En revanche, les autres groupes forment des nuages de points plus resserrés.

Le tableau 4.2D donne la distance de Mahalanobis entre chaque groupe deux à deux (les téphras les plus « proches » ont un petit D^2), et le tableau 4.2E, la probabilité qu'une analyse d'un des groupes soit classée dans chacun des groupes (probabilité postérieure). **Les deux strato-volcans, Hasandağ et Erciyes Dağ ainsi que le Karacadag forment les groupes les plus « éloignés » de l'ensemble des autres groupes.** Acıgöl syn-caldeira est également relativement éloigné de l'ensemble des groupes. En revanche, Acıgöl post-caldeira est relativement proche du Göllüdağ. Pourtant, la probabilité qu'une analyse du groupe ACIPC soit classée dans son groupe n'est que de 0,03 (tabl. 4.2E).

Le graphique de la figure 4.9, comme la matrice de classification (tableau 4.2C), les distances de Mahalanobis entre les groupes (tableau 4.2D), et les probabilités de classement (tableau 4.2E) **témoignent de l'efficacité des fonctions discriminantes pour différencier les groupes de référence. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons donc cette méthode pour classer les échantillons distaux d'origine inconnue.**

4.2.5.5 – Bilan de la méthode de classification par les analyses discriminantes

Nous pouvons dresser un bilan de la méthode utilisée pour classer les analyses. L'analyse des fonctions discriminantes comporte de nombreux avantages :

- i) l'analyse des fonctions discriminantes permet de s'affranchir des problèmes de transformation des résultats analytiques car il est possible d'utiliser les résultats bruts (Charman & Grattan, 1999) ;
- ii) elle permet une classification plus objective que le choix, parmi un grand nombre possible, d'un ou deux diagrammes binaires ;
- iii) elle permet de classer les analyses individuelles comme les moyennes, ce qui permet de confirmer les résultats ;
- iv) l'analyse des fonctions discriminantes permet, grâce à la distance de Mahalanobis, de connaître l'espacement des analyses dans l'espace multivarié. En outre, elle propose un degré de fiabilité du classement (probabilité).

Cependant, cette méthode présente aussi des limites :

- i) l'analyse des fonctions discriminantes nécessite un grand nombre d'analyses. Ainsi la relative dispersion du groupe KONYA s'explique en partie par le petit nombre d'analyses.

- ii) L'analyse des fonctions discriminantes s'est avérée inefficace lorsque les groupes de référence se superposent, comme dans les trois groupes du Göllüdağ initialement différenciés. Or, ils ont une véritable signification dynamique puisqu'ils correspondent à trois phases différentes du fonctionnement du complexe rhyolitique du Göllüdağ. Cependant, l'individualité géochimique de chacun des groupes n'est pas suffisante pour bien les différencier.
- iii) Dans une moindre mesure, un problème similaire se pose pour les groupes GDG et ACIPC, d'où certaines ambiguïtés dans les classements. Celles-ci sont résolues en ne prenant en compte que la moyenne à la place de l'ensemble des analyses de l'échantillon dont on cherche à connaître l'origine. Cela suppose, cependant, que les analyses soient homogènes.
- iv) *A fortiori*, l'analyse des fonctions discriminantes n'a pas permis d'individualiser chaque éruption, mais des groupes d'éruptions.

Ce dernier point pose le problème de la variation de la composition chimique des téphras qui est une combinaison de plusieurs facteurs. D'une part, il peut exister une variation géochimique à l'intérieur d'une même éruption à cause de la stratification dans l'évent (McBirney, 1968 ; Lipman *et al.*, 1981). D'autre part, on peut envisager des processus de remaniement post-déposition et d'altération lors d'éruptions épisodiques à partir d'un même volcan. En outre, il faut prendre en compte, dans les résultats analytiques, de possibles variations dues aux conditions analytiques ou à l'opérateur. Enfin, la composition des téphras peut varier entre les éruptions d'un même volcan, comme l'a montré l'étude de l'éruption du Saint-Helen (cf. par exemple Lipman & Mullineaux, 1981). Toutes ces observations expliquent que l'utilisation des seuls éléments majeurs ne permet pas toujours de distinguer des éruptions provenant d'un même événement et rapprochées dans le temps.

4.3 – MNT et représentation spatiale des données

Trois modèles numériques de terrain (MNT) ont été réalisés afin de calculer des surfaces et des volumes. Ces MNT ont également servi à réaliser la cartographie présentée ci-après et ont été intégrés dans un système d'information géographique (SIG) comportant trois couches principales : relief, structure, échantillons.

4.3.1 – Les modèles numériques de terrain

L'intérêt principal des MNT est de pouvoir obtenir, à l'aide de logiciels appropriés, des données dérivées du relief telles que l'inclinaison, la longueur et l'orientation des pentes ou les profils topographiques. Cependant, la donnée principale dont nous nous servons dans la suite de ce travail est le volume : volume des pyroclastites et volume des dômes extrudés.

4.3.1.1 – Réalisation des modèles numériques de terrain

4.3.1.1.1 – Choix de la méthode et ajustement de l'interpolation

La première étape pour réaliser un MNT est l'acquisition des données par digitalisation des points cotés et des courbes de niveau des cartes topographiques. Il faut ensuite interpoler ces données. Pour cela, nous avons utilisé le logiciel SURFER. Parmi les différentes méthodes d'interpolation, nous avons choisi l'une des plus couramment utilisées : le *krigeage*.

Le *krigeage* vise à trouver la meilleure estimation possible de l'interpolation, en attribuant des poids à la valeur estimée. Son originalité réside dans l'estimation du poids qui est effectuée sur une base géostatistique. Cette méthode est fondée sur la théorie des variables régionalisées de Matheron (1970). La principale condition d'application est que le comportement de l'altitude du terrain soit homogène et isotrope.

Cette condition étant rarement remplie, il est possible, à l'aide du logiciel SURFER, d'établir un demi-variogramme qui permet d'affiner l'interpolation. Le demi-variogramme est une mesure de la rapidité des changements dans telle ou telle direction. C'est une fonction à trois dimensions, avec deux variables indépendantes, la direction et la distance, et une variable dépendante, la valeur du variogramme (fonction des deux précédentes).

La mise en œuvre de l'interpolation se fait en deux étapes : i) caractérisation de l'altitude à partir des points connus, c'est-à-dire, construction du demi-variogramme expérimental et ajustement du demi-variogramme réel ; ii) calcul des pondérateurs et estimation de l'altitude ; c'est le *krigeage* proprement dit.

4.3.1.1.2 – Choix de la résolution

La principale information que nous souhaitons obtenir est le volume des édifices volcaniques. Or la valeur des volumes (ou des pentes) varie fortement en fonction de la taille des cellules, ou des pixels (Quinn *et al.*, 1995). Zhang & Montgomery (1994) ont montré que, pour reproduire la variabilité des formes des versants, il est nécessaire de travailler avec une résolution optimale d'une dizaine de mètres. Les résolutions supérieures à 10 m affectent rapidement la qualité des données dérivées.

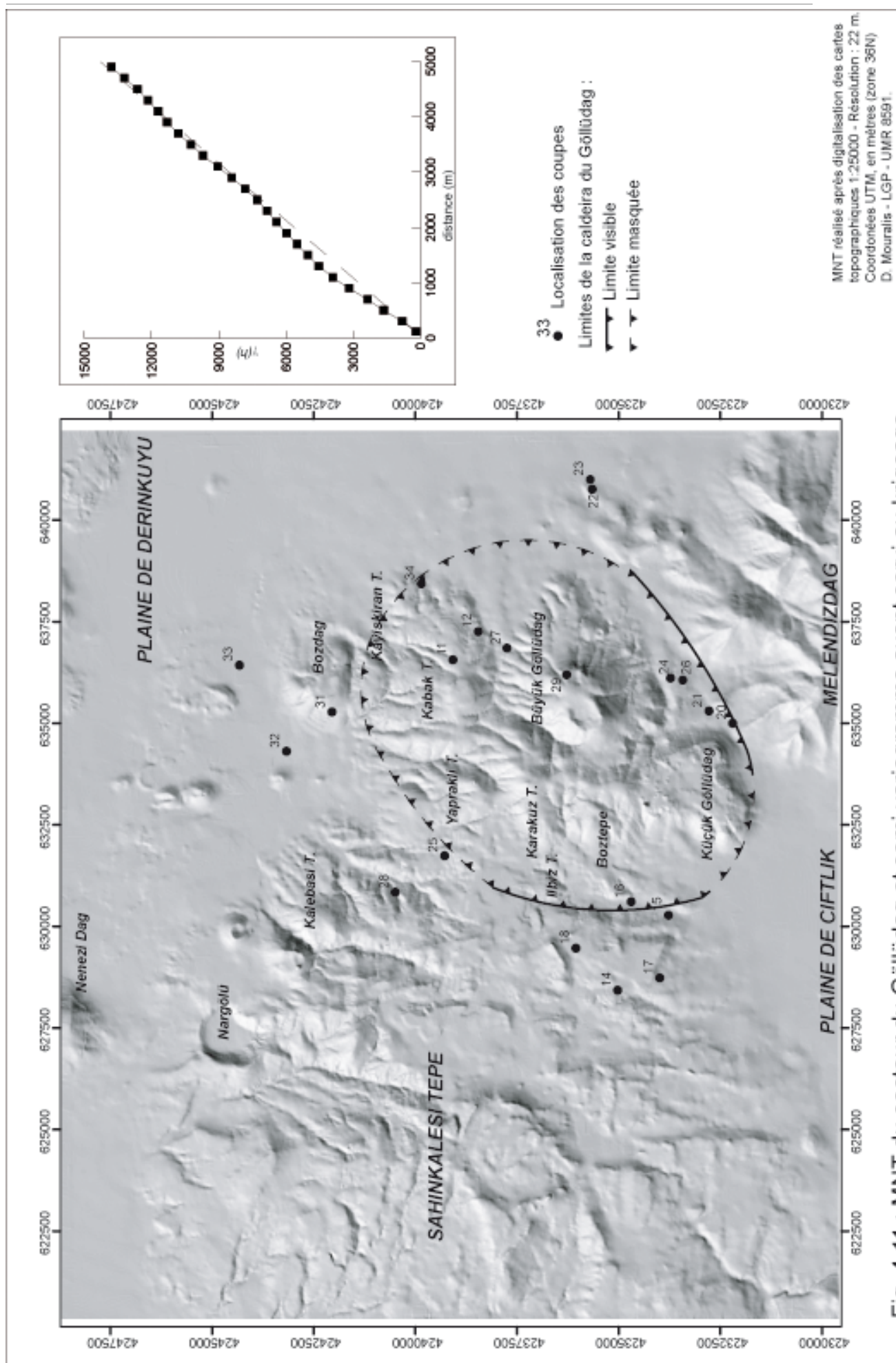


Fig. 4.11 : MNT du secteur du Göllüdag et semi variogramme ayant servi au krigeage

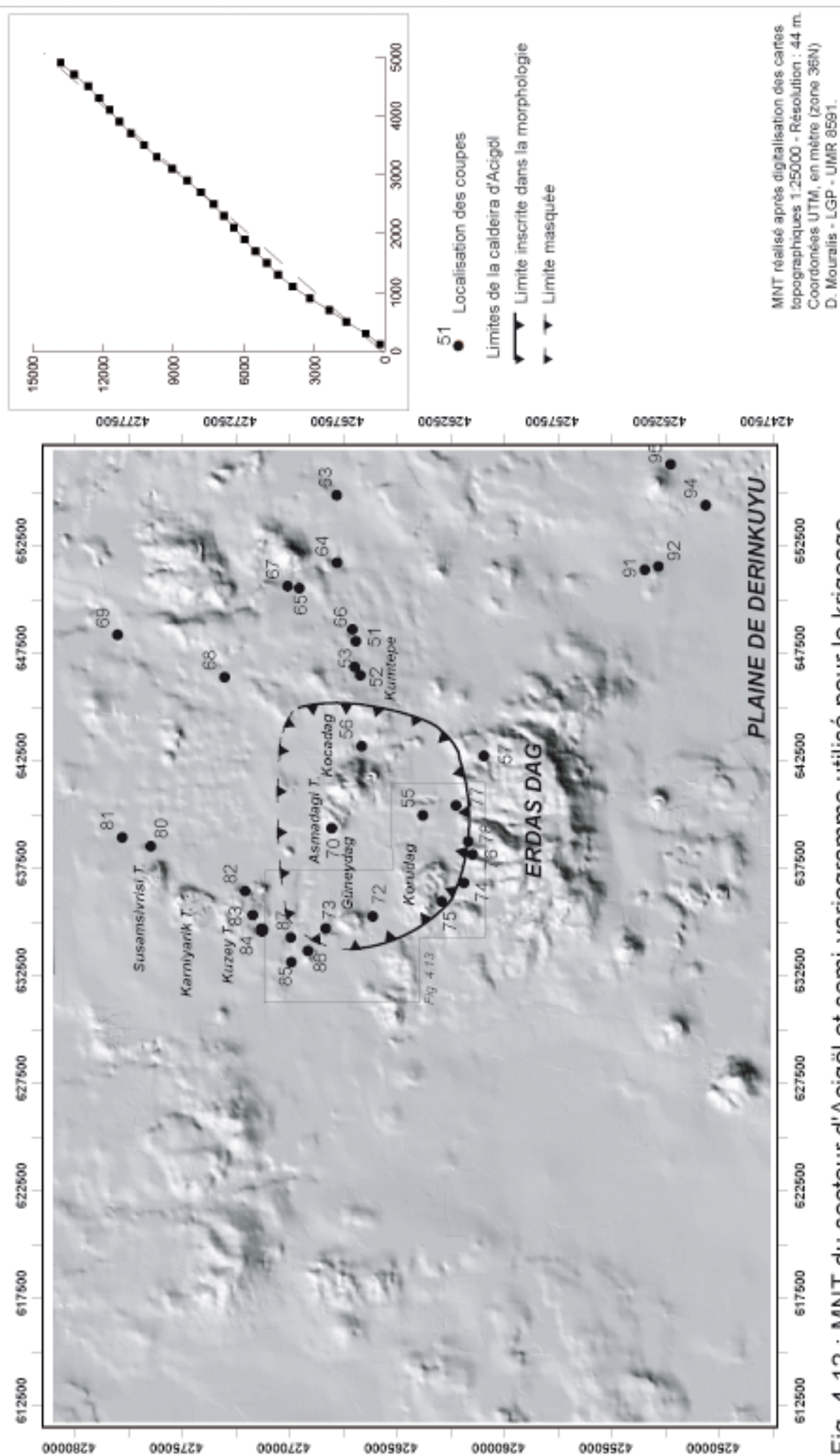
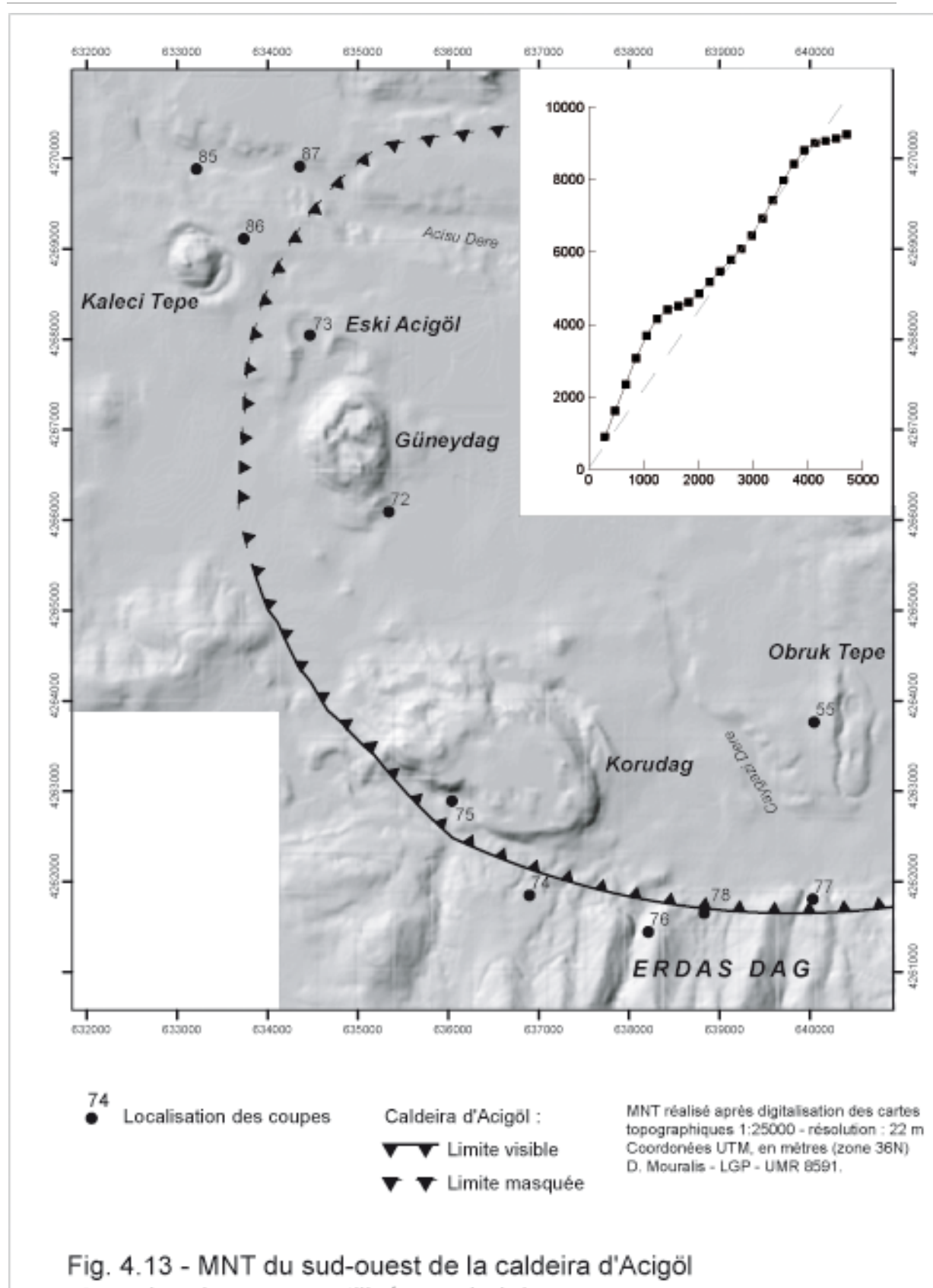


Fig. 4.12 : MNT du secteur d'Acigöl et semi-variogramme utilisé pour le krigage



Cependant, cette remarque est tempérée par l'effet de la qualité de l'information source. En outre, il faut trouver un compromis entre le temps de digitalisation d'une part, et la nature et la qualité de l'information souhaitée d'autre part. Ainsi, notre objectif n'est pas de reproduire les modelés des versants, mais les reliefs volcaniques dont les volumes sont souvent proches de 0,5 km³.

Nous avons donc réalisé trois modèles numériques de terrain avec les résolutions suivantes :

- i) Complexe du Göllüdağ : à partir des données 1 :25 000 ; résolution : 22 m (Fig. 4.10) ;
- ii) Complexe d'Acigöl : à partir des cartes 1 :100 000 ; résolution : 50 m (Fig. 4.11) ;
- iv) Partie occidentale du complexe d'Acigöl, comportant les dômes du Korudağ, du Güneydağ et du Kaleci Tepe : à partir des cartes 1 :25 000 ; résolution 22 m (Fig. 4.12).

Pour certifier les données qui résultent de l'interpolation, nous avons validé les points cotés en évitant ceux qui décrivent les éléments du réseau routier (ponts, viaducs, tranchées), fréquemment surélevés par rapport à la surface topographique.

4.3.1.2 – Utilisation des MNT : les calculs de volumes

Les volumes ont été calculés à l'aide du logiciel 3D-Analyst d'ArcGIS. La méthode utilisée est la suivante : le volume que l'on cherche à calculer occupe généralement une portion du MNT. Il est donc tout d'abord nécessaire d'extraire du MNT l'espace dont nous voulons connaître le volume. A partir de ce second MNT, nous avons défini une altitude à partir de laquelle le logiciel réalise son calcul. Pour un volume positif (volcan) le logiciel calcule le volume au-dessus de cette altitude. Au contraire, s'il s'agit d'un creux (dépression, caldeira), le logiciel calcule le volume en-dessous de cette altitude.

4.3.2 – Réalisation d'un système d'information géographique (SIG)

Le SIG que nous avons réalisé est très simple. A l'échelle de la Turquie ou de la Méditerranée orientale, nous avons utilisé les bases de données internationales telles que la *Digital Chart of the World* (DCW) pour les données sur la population (villes, agglomérations) et Hydro-1K et GTOPO30 pour représenter le relief. Les données sismiques (fig. 1.1 ou 1.3, 1^{ère} Partie) sont issues de bases de données du Boğazıcı University Kandılı Observatory & Earthquake Reseach Institute et de IRIS-SeismiQuery.

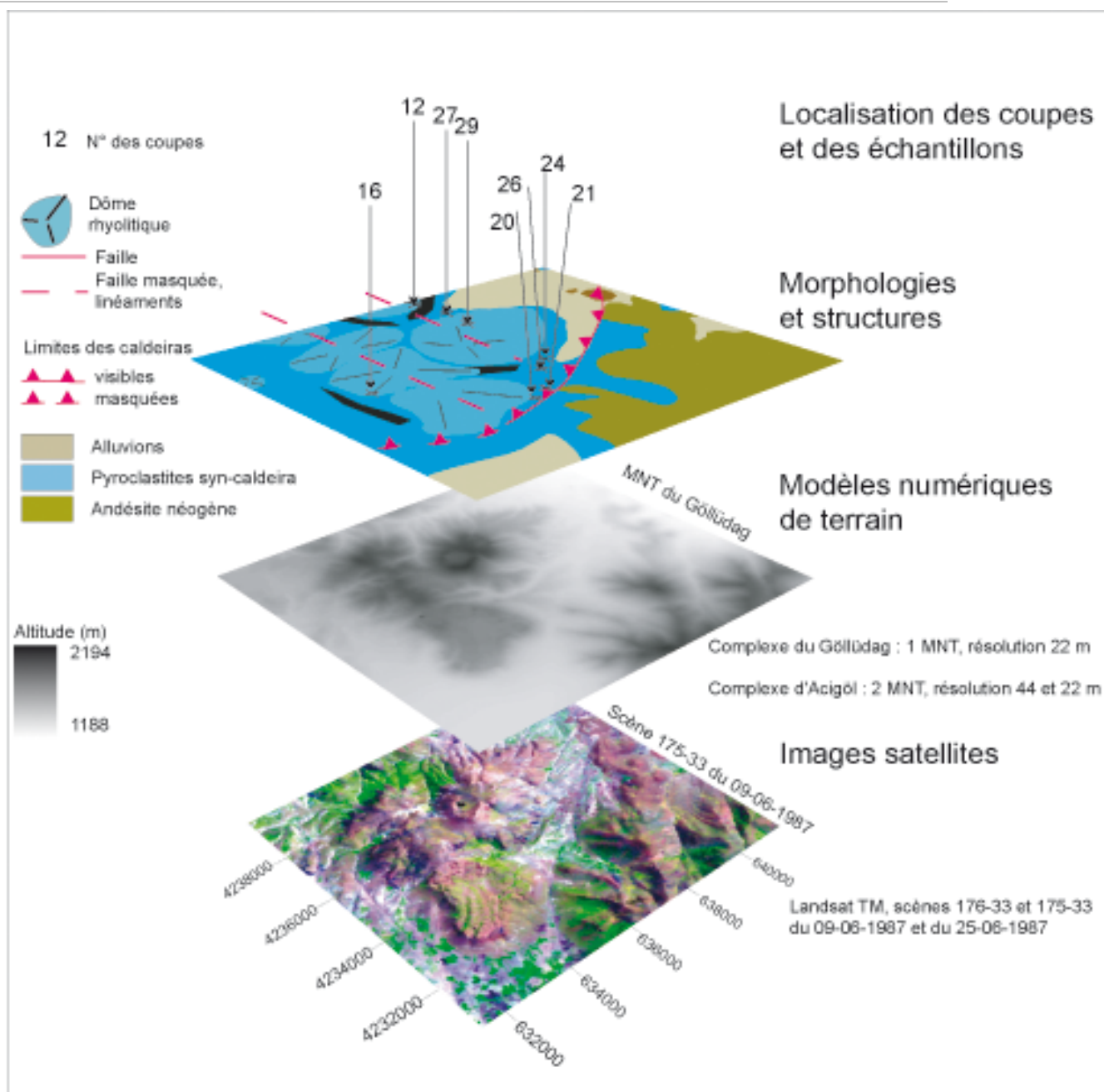


Fig. 4.13 : SIG et représentation spatiale des résultats

A l'échelle de la Cappadoce, nous avons utilisé des données originales, traitées sur le logiciel ArcGIS et regroupées en trois couches : altitude, structure, échantillons. L'altitude provient des trois MNT réalisés. Les données structurales proviennent du travail de terrain que nous avons effectué, ainsi que d'une compilation de diverses sources bibliographiques, parmi lesquelles les cartes géologiques 1 :100 000^e de la Cappadoce (Atabey, 1987), et les articles cités dans le texte. La localisation de toutes les coupes relevées et/ou échantillonnées a été déterminée au GPS, ce qui a permis de les positionner sur les deux autres couches du SIG.

Conclusions du chapitre 4

Nous avons utilisé différentes méthodes pour l'identification et la corrélation des formations volcaniques. La caractérisation des pyroclastites et leur corrélation reposent sur les méthodes de la téphrochronologie. Notre démarche et ses résultats nous ont convaincu de l'absolue nécessité de mener de front les observations macroscopiques (lors du travail de terrain, notamment) et les analyses plus fines (en laboratoire). Seules des observations morphologiques et stratigraphiques précises menées sur le terrain, et tenant compte des particularités des domaines volcaniques, permettent d'avoir une compréhension d'ensemble que les analyses en laboratoire peuvent ensuite compléter.

Comme le volcanisme rhyolitique calco-alcalin est pauvre en minéraux, la caractérisation des téphras à partir du cortège minéralogique est souvent difficile à mener. Ainsi, les pyroclastites d'Acıgöl sont toujours aphyriques. En revanche, le comptage des minéraux lourds au microscope polarisant permet de distinguer les produits du Hasandağ de ceux du Göllüdağ. Cependant, la géochimie des verres de ponce reste la technique la plus efficace pour la corrélation des téphras.

L'analyse des fonctions discriminantes s'est, ensuite, avérée être un outil efficace pour corréler les téphras d'une manière « objective ». En outre cette méthode renseigne sur la proximité statistique entre les analyses ou les groupes d'analyses. Cependant, elle n'a pas permis de discriminer les éruptions elles-mêmes, mais des « groupes » d'éruption d'un même volcan. L'observation des xénolites, comme les comptages minéralogiques peuvent palier cette difficulté. Par exemple, les produits des différents dômes post-caldeira du Göllüdağ, dont la composition chimique des majeurs est identique, peuvent être distingués grâce à leur cortège minéralogique caractéristique. De même, les dômes post-caldeira du complexe d'Acıgöl ont des cortèges pétrographiques qui permet de les distinguer les uns des autres.

La réalisation de modèles numériques de terrains nous a permis de calculer les volumes des édifices rhyolitiques. Ces modèles permettent également de proposer différents types de

représentation du relief (ombrage, courbes de niveau ou dégradé de couleur). Nous les avons ensuite utilisés avec un logiciel de traitement des données géographiques qui permet de les géoréférencer et de les superposer avec d'autres « couches » d'information (tectonique, lithologie, localisation des coupes et des échantillons).

Chapitre 5 :

Les pyroclastites des complexes rhyolitiques

Les pyroclastites des deux complexes appartiennent à trois phases distinctes : anté-, syn- et post-caldeira. Particulièrement explosif, le volcanisme rhyolitique est responsable d'une diffusion des produits sur des centaines de kilomètres carrés. Cependant, chacune des trois phases de fonctionnement des complexes n'implique ni la même extension, ni le même volume de téphras.

Malgré un fonctionnement similaire, le dispositif morphologique des deux complexes volcaniques est différent. Le complexe du Göllüdağ (fig. 5.1) est un massif culminant à 2172 m au Büyük Göllüdağ (« Grand Göllüdağ »). Ce sommet domine de plus de 600 m les deux plaines de Derinkuyu et de Çiftlik, respectivement localisées au nord et au sud du massif. A l'inverse, le complexe d'Acıgöl (fig. 5.13), apparaît comme une dépression située à environ 1300 m d'altitude, largement ouverte au nord-ouest. Elle est dominée au sud par le massif de l'Erdaş Dağ, qui culmine à 1982 m, et à l'est par les collines du Kumtepe dont les altitudes sont proches de 1520 m.

Nous suivons une logique spatiale et temporelle, en présentant tout d'abord les produits pléistocènes moyens du secteur du Göllüdağ, puis ceux du secteur du complexe d'Acıgöl qui datent du Pléistocène supérieur.

5.1 – Le complexe du Göllüdağ

5.1.1 – L'organisation des paysages

Le complexe du Göllüdağ (fig. 5.1 & 5.2) se présente comme un massif d'environ 12 km de diamètre et culminant à 2172 m au Büyük Göllüdağ (=Grand Göllüdağ). Ce massif est composé d'une dizaine de dômes rhyolitiques, formant deux alignements parallèles de direction grossièrement méridienne. Il est enserré entre deux massifs, le Melendizdağ au sud-est, dont les altitudes sont supérieures à 2000 m et le Şahinkalesi Tepe à l'ouest, qui culmine à 1989 m. Le massif du Göllüdağ domine lui-même les deux plaines de Derinkuyu et de Çiftlik.

Le complexe du Göllüdağ associe deux coulées pyroclastiques principales et des produits pliniens et péléens. Ces pyroclastites ont été en partie fossilisées par l'extrusion postérieure des dômes rhyolitiques. Ces dômes ont une pétrographie très homogène, uniquement

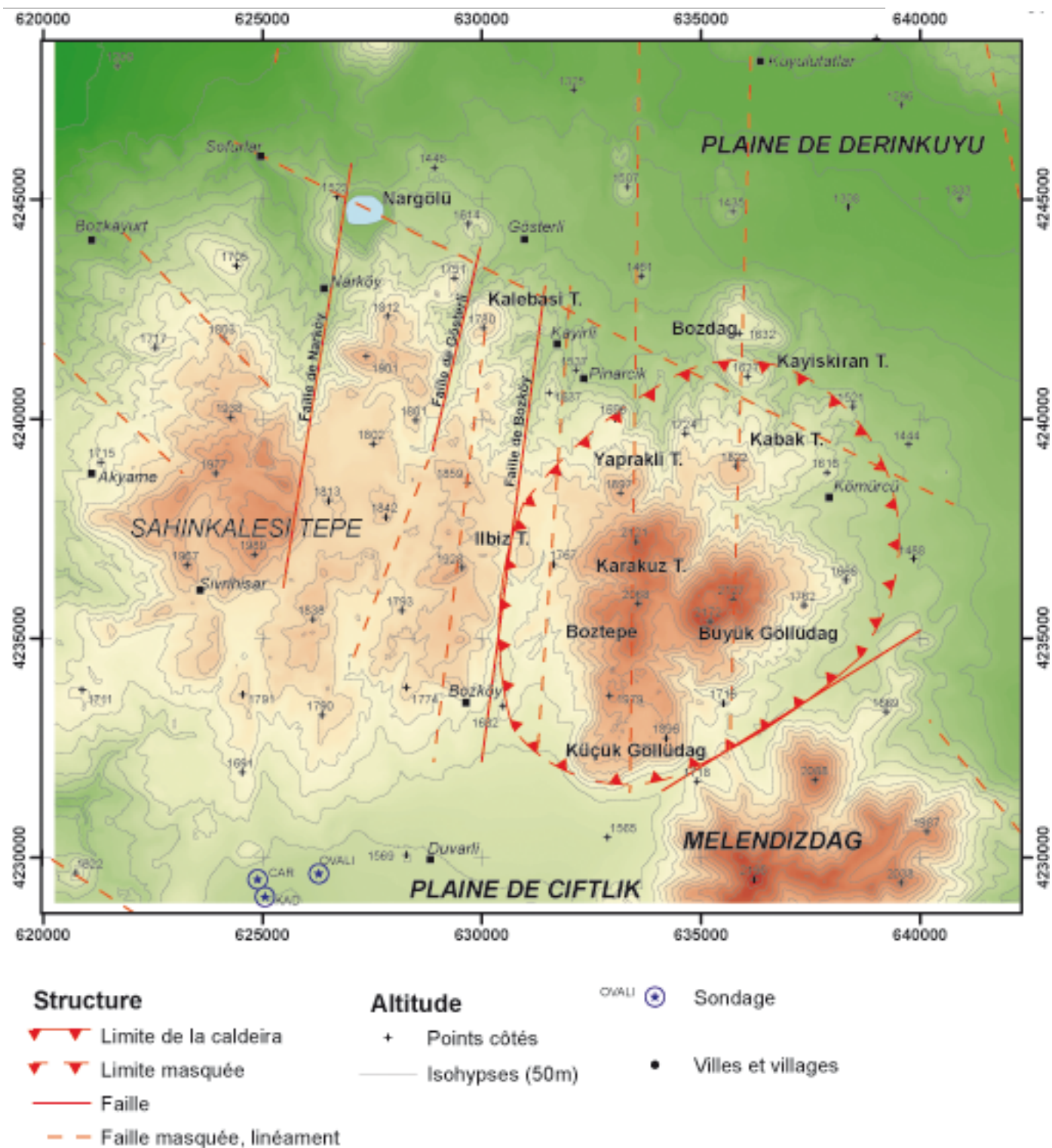
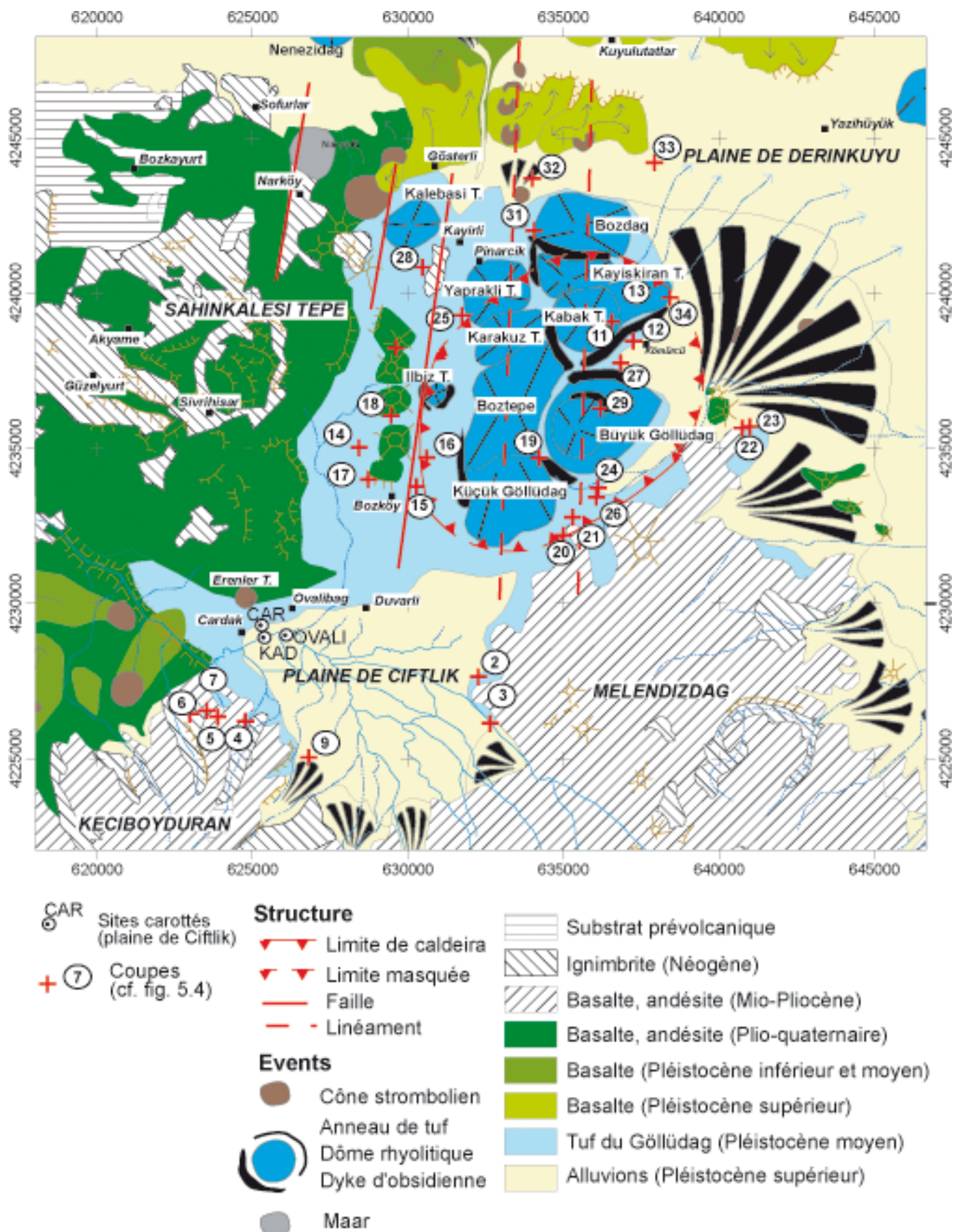


Fig. 5.1 - Le complexe du Göllüdag



Coordonnées UTM, en mètres, zone 36N - D. Mouralis - LGP, UMR 8591

Fig. 5.2 : Le Göllüdag : localisation des coupes

constituée de rhyolite, de perlite et d'obsidienne. Cette dernière a été intensément exploitée au cours du Néolithique et même du Paléolithique.

5.1.1.1 – Şahinkalesi Tepe et Melendizdağ

Le complexe du Göllüdağ est localisé entre les deux massifs du Şahinkalesi Tepe à l'ouest, et du Melendizdağ au sud-est. Ces massifs ont des altitudes toujours supérieures à 1800 m et culminent respectivement à 1989 m et 2195 m. Le massif du Melendizdağ constitue le reste d'un ancien édifice andésitique néogène, aujourd'hui largement démantelé, s'étendant au sud et à l'est de la plaine de Çiftlik. L'incision linéaire est responsable du creusement des vallées, et du démantèlement des formes. Les surfaces structurales sont quasiment absentes et seules quelques corniches soulignent encore les limites d'anciennes coulées. Le massif du Şahinkalesi Tepe est constitué d'une superposition d'ignimbrites et de basaltes néogènes recouverte par des coulées terminales de basalte et d'andésite plio-quaternaires (Fig. 5.3).

5.1.1.2 – Les dépressions de Derinkuyu et de Çiftlik

Au nord-est et au sud-ouest, le complexe rhyolitique est limité par deux plaines, celles de Derinkuyu et de Çiftlik. La **plaine de Derinkuyu** enserre le Göllüdağ à l'est et au nord. À l'est, elle a une forme allongée, grossièrement méridienne, de 30 km de long. Il s'agit d'une plaine endoréique, drainée au nord par un petit oued (Göbiye dere). Dans sa partie orientale, la plaine de Derinkuyu est limitée par un escarpement rectiligne dont le commandement atteint 150 m au nord, et diminue vers le sud. Il s'agit d'un escarpement de faille, lié à la faille de Derinkuyu qui tranche les ignimbrites néogènes.

Au centre de la plaine de Derinkuyu, les altitudes minimales sont de 1308 m. Elles se relèvent progressivement vers l'ouest en direction du massif du Göllüdağ ; le contact se fait par l'intermédiaire d'un cône alluvial hérité, remaniant les pyroclastites du Göllüdağ et incisé par les *dere* (= oueds) « actuels ».

Au nord du Göllüdağ, la plaine de Derinkuyu est parsemée de plus de 25 cônes stromboliens (cf. *supra*, I, 3.3), dont les âges K/Ar s'étendent de 190 à 70 ka (Olanca, 1994 ; Kuzucuoğlu, 1998). Le contact entre le complexe et la dépression se fait par l'intermédiaire d'une faille, qui se prolonge vers l'ouest. Là, elle tranche les basaltes dans lesquels est inscrit le maar du Nargölü, dont l'âge n'est pas connu. Au sud du village de Gözterli (Arıkum Ocak), nous pouvons préciser la position de la faille : deux puits distants d'à peine 10 m sont alimentés par des nappes phréatiques d'une profondeur respective de 150 et 190 m. Cet accident est fossilisé par les cônes alluviaux qui proviennent du massif du Göllüdağ.

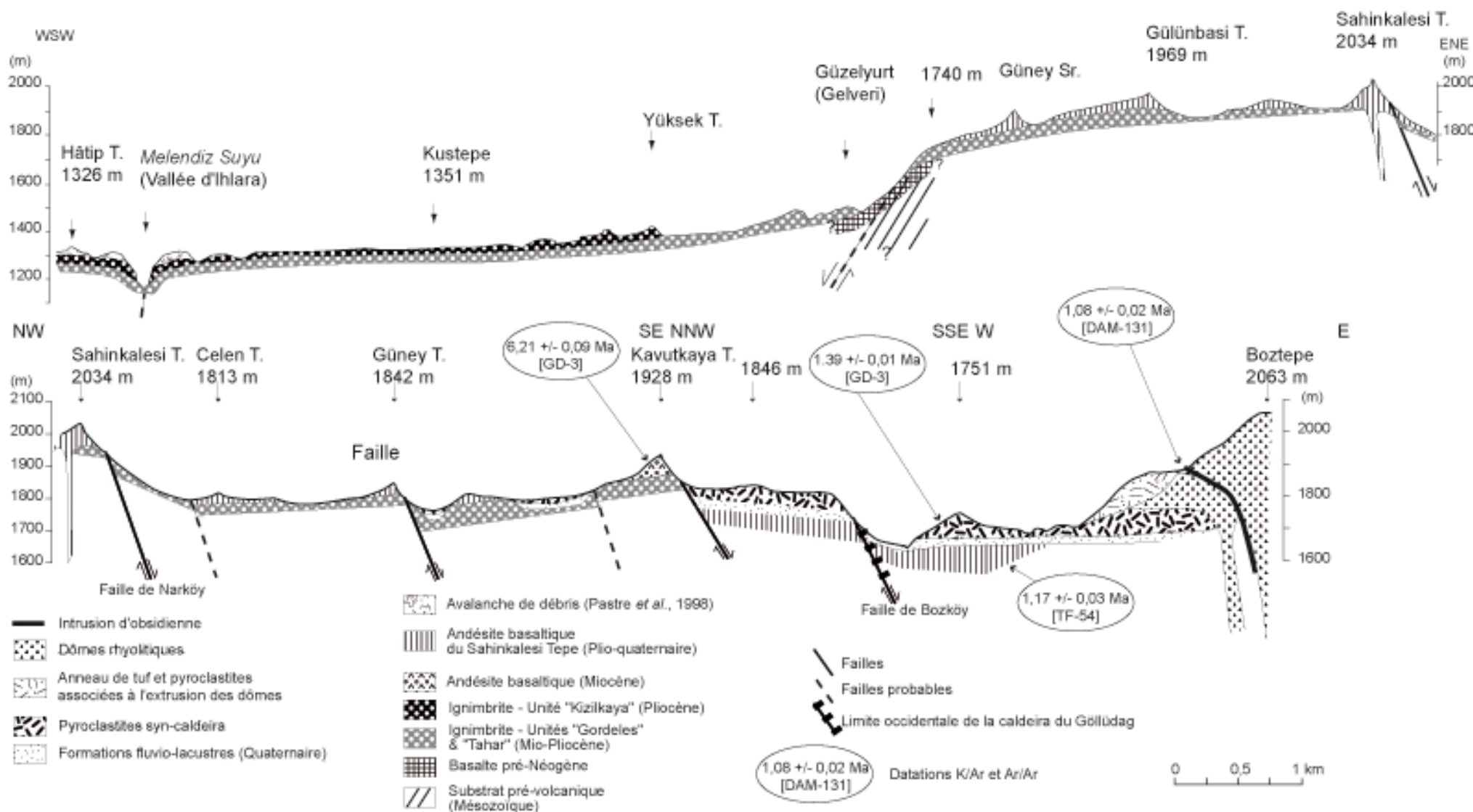


Fig. 5.3 - De la vallée d'Ihlara au Göllüdag à travers le Sahinkalesi Tepe

Les rares coupes montrant le matériel qui remblaie la dépression de Derinkuyu permettent de bien distinguer la partie nord de la partie sud-est. Au nord du Göllüdağ, les carrières des sites 32 & 33 montrent jusqu'à 15 m d'alluvions grossières, comportant des blocs qui atteignent 20 cm de grand axe. Au site 33, ces alluvions associent, au matériel du Göllüdağ (rhyolite, perlite et obsidienne), des laves basaltiques et andésitiques provenant des massifs de l'Erdaş Dağ (situé au nord de la plaine) et du Şahinkalesi Tepe (situé au sud-ouest de la plaine). Au contraire, au sud-est de la plaine, au site 30, les pyroclastites du Göllüdağ affleurent directement sous une faible épaisseur de sables limoneux (< 1 m). Ce dispositif confirme l'existence de jeux de blocs, et l'effondrement relatif de la plaine de Derinkuyu, entre l'Erdaş Dağ et le Göllüdağ.

La plaine de Çiftlik limite le Göllüdağ au sud. Il s'agit d'une dépression circulaire d'environ 15 km de diamètre, dont le fond se situe à environ 1500 m d'altitude, dominée au sud et à l'est par le Melendizdağ, et au nord par le Göllüdağ et le Şahinkalesi Tepe. Elle est drainée par une rivière pérenne, la Melendiz Suyu, qui s'écoule en direction de l'ouest. Celle-ci franchit d'abord une série de coulées de basalte provenant de cônes datés de plus d'1 Ma (cf. *infra*) ; puis elle incise les ignimbrites néogènes (unité « Kızılkaya ») en formant les gorges d'Ihlara, profondes de plus de 150 m, pour rejoindre la dépression du Tuz Gölü à proximité de la ville d'Aksaray.

5.1.2 – Les trois phases de fonctionnement du complexe

Les différentes coupes étudiées montrent que le complexe s'est mis en place durant trois phases :

- i) une première activité volcanique, d'ampleur très réduite, est représentée par des téphras sédimentés dans un environnement fluvio-lacustre ;
- ii) ensuite, de grandes unités d'écoulement pyroclastique d'environ 20 km³ de volume, ainsi que des retombées pliniennes se mettent en place. Ces pyroclastites ont fossilisé l'ensemble du réseau hydrographique antérieur et recouvert une grande partie des interfluves. Elles sont associées à l'effondrement de la partie centrale du complexe ;
- iii) les dômes rhyolitiques sont extrudés dans la partie effondrée et fossilisent les formations précédentes. Ils sont associés à des pyroclastites d'ampleur plus réduite.

Nous désignons chacune de ces trois phases par les termes *anté-*, *syn-*, et *post-caldeira*. Nous discuterons dans le chapitre 7 de la nature de l'effondrement : « vraie » caldeira ou « simple » fossé volcano-tectonique.

Les caractéristiques (géochimie, faciès des ponces, paragenèse) des téphras sont présentées dans le tableau de l'annexe 1. Afin d'alléger la présentation, certains téphras ont été regroupés, lorsqu'ils appartiennent manifestement à des événements très rapprochés dans le temps et sont originaires du même événement. C'est par exemple le cas pour les retombées et les déferlantes du site 21 (cf. chap. 4, photo 4.1) que nous désignons sous le terme TG-4. Les téphras provenant du complexe du Göllüdağ sont désignés par les lettres TG suivies d'un chiffre indiquant leur position stratigraphique (de 1 à 13, des plus anciens aux plus jeunes). Les téphras provenant du complexe d'Acıgöl et du Hasandağ sont respectivement désignés par les lettres TA- et TH-, suivies d'un chiffre précisant leur position stratigraphique. Les téphras distaux, retrouvés dans le complexe du Göllüdağ, mais provenant d'un autre volcan sont désignés de la manière suivante : TG-xH ou TG-xA, s'ils proviennent respectivement du Hasandağ ou du complexe d'Acıgöl. Nous avons adopté le même type de présentation pour les téphras basaltiques, désignés par les lettres Tβ.

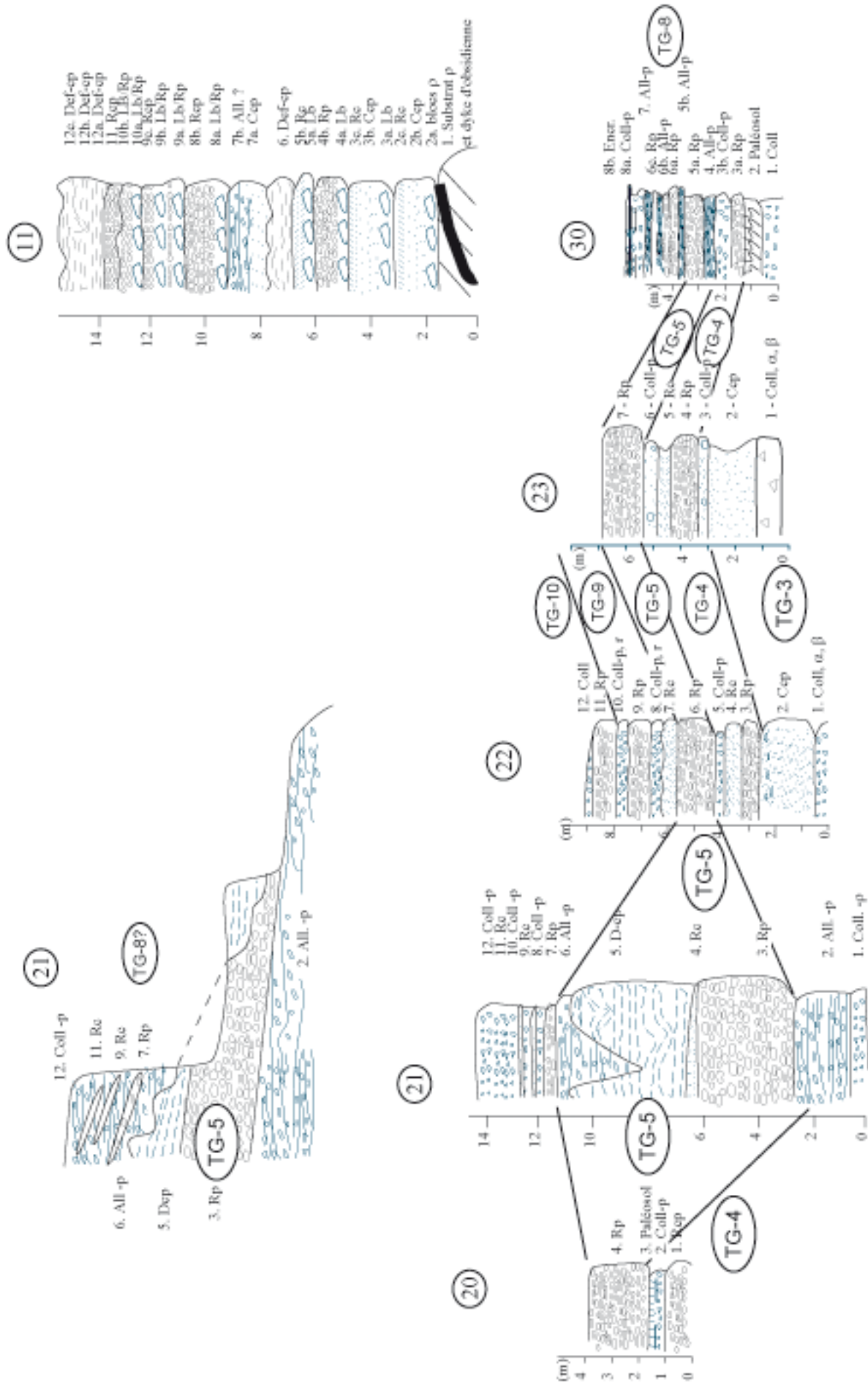
5.1.2.1 – Les produits de l'activité anté-caldeira sédimentés dans des formations fluvio-lacustres

A l'ouest du complexe, une série de formations fluvio-lacustres surmontent les ignimbrites néogènes, (fig. 5.4, sites 14, 15, 16).

Au site 16, ces formations ont une épaisseur cumulée de plus de 28 m, sans que la base soit visible. Elles comprennent des niveaux alluviaux à galets, interstratifiés avec des niveaux lacustres. Les faciès lacustres sont composés de niveaux argilo-limoneux carbonatés finement lités, ainsi que de niveaux argileux rougeâtres (site 16), et de diatomites. Ils témoignent de l'extension d'un ancien lac dont nous discuterons plus bas la localisation et l'extension (chap. 9).

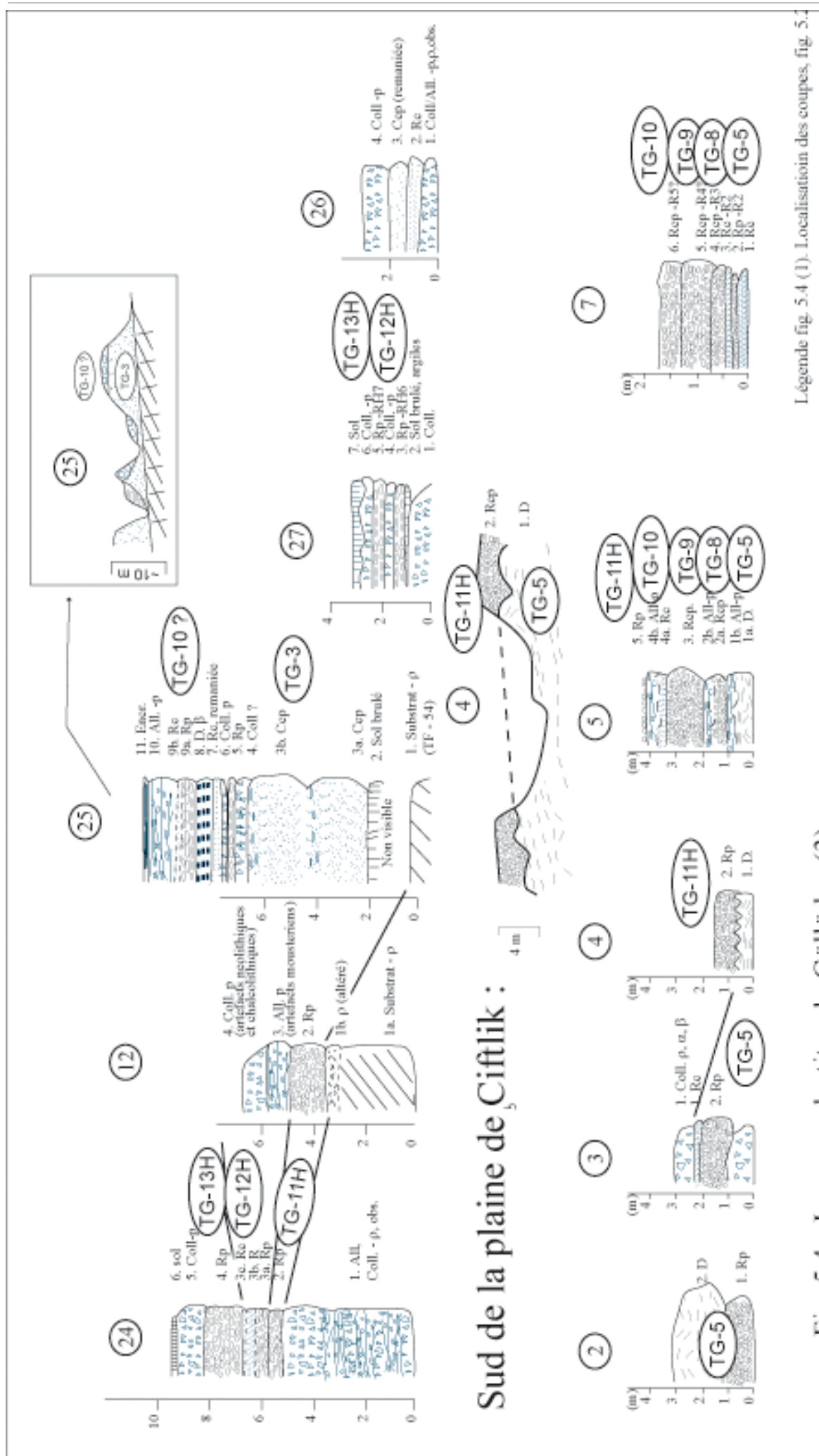
Les niveaux à galets comprennent des éléments exclusivement basaltiques et andésitiques pouvant atteindre 15 cm de grand axe. Les structures sédimentaires (lentilles, stratification oblique) et la granulométrie grossière indiquent une forte compétence. Ces alluvions grossières témoignent du démantèlement des stratovolcans andésitiques néogènes et d'une importante phase d'érosion.

Deux types de téphras remaniés sont présents au sommet de cette formation : il s'agit d'une part de lapilli ponceux porphyriques émoussés et d'autre part de tuffites cendreuses riches en minéraux. Le niveau à ponces associe, par ordre d'importance relative, des orthopyroxènes, des amphiboles et des clinopyroxènes (ainsi que de rares minéraux opaques et micas noirs). Les tuffites associent des micas noirs et des minéraux opaques à des clinopyroxènes, des amphiboles et de rares zircons (fig. 5.5). Dans les deux cas, les verres sont rhyolitiques, avec plus de 76 % de SiO₂. Cependant la chimie des verres des cendres recouvre le champ des verres du Hasandağ, enrichi en CaO, alors que celle des verres des



Légende fig. 5.4 (1). Localisation des coupes, fig. 5

Fig. 5.4 - Les pyroclastites du Göllüdag (2)



Sud de la plaine de Ciftlik :

Légende fig. 5.4 (1). Localisation des coupes, fig. 5.4

Fig. 5.4 - Les pyroclastites du Göllüdag (3)

ponces est très proche des autres échantillons du Göllüdağ (fig. 5.6).

Le niveau à lapilli ponceux témoigne d'une première activité pyroclastique du complexe du Göllüdağ (TG-1), alors que les tuffites proviennent du Hasandağ (TG-2H). Ces téphras témoignent de la contemporanéité de l'activité du Göllüdağ et de celle du Hasandağ, déjà suggérée par Pastre *et al.* (1998).

5.1.2.2 – L'activité syn-caldeira

5.1.2.2.1 – Les écoulements pyroclastiques principaux

Trois coulées pyroclastiques sont associées au fonctionnement paroxysmique du complexe. Elles sont principalement visibles dans la **partie ouest du complexe, aux sites 14, 15 et 16** (fig. 5.4). **La coulée pyroclastique TG-3** (log 15, unité 2, et log 16 unité 7) **est une coulée de cendres blanchâtres, très pauvres en lithiques et comportant de nombreux lapilli accrétonnés.**

Au site 16, cette coulée de cendres (unité 7) présente à sa base une série d'ondulations (7a), indiquant un fonctionnement précoce de type « déferlantes » (*surge*) rhyolitiques. Ces ondulations sont surmontées par un niveau à grosses ponces roulées (7b) correspondant à la « semelle » de l'écoulement proprement dit. Celui-ci (7c) comporte de très rares lapilli ponceux, et se caractérise par la présence de nombreux lapilli accrétonnés (*accretionary lapilli*), formant de petites sphères d'1 cm de diamètre maximum. La partie supérieure de la formation (7d) est enrichie en ponces de 2 à 3 cm de grand axe.

L'unité 7 est visible dans la partie sud-ouest du complexe (logs 22 et 23). Là, en position distale, elle ne dépasse pas 2 à 3 m d'épaisseur. Elle repose alors sur une formation colluviale à blocs décimétriques d'andésite basaltique du Melendizdağ.

Les lapilli accrétonnés de la formation (7c) sont caractéristiques d'éruption dans un contexte « humide ». De tels produits ont d'abord été décrits dans les produits de l'éruption phréato-magmatique du Taal (Moore, Nakamura & Alcaraz, 1966). Cependant ils s'observent également dans d'autres types de formations : la vapeur d'eau, ou même l'eau atmosphérique pouvant être à l'origine de l'humidité nécessaire (Fisher & Schmincke, 1984).

Le cortège des minéraux lourds associe des orthopyroxènes, des amphiboles (environ 25 % chacun) et des clinopyroxènes (20 %) (fig.5.5). Les autres grains sont des minéraux opaques (essentiellement de la magnétite) ainsi que de rares micas noirs et zircons. Cette unité atteint une quinzaine de mètres d'épaisseur au maximum.

Le deuxième écoulement pyroclastique, **TG-6, est une formation d'extension locale**, qui n'a été observée qu'à proximité du site 15 (unité 5). Il s'agit d'une coulée à cendres et lapilli ponceux dont les ponces à vésicules allongées (faciès pseudo-fibreux) atteignent 15 cm de grand axe. Les lithiques sont constitués de rhyolite perlitique à obsidienne, et de rares laves

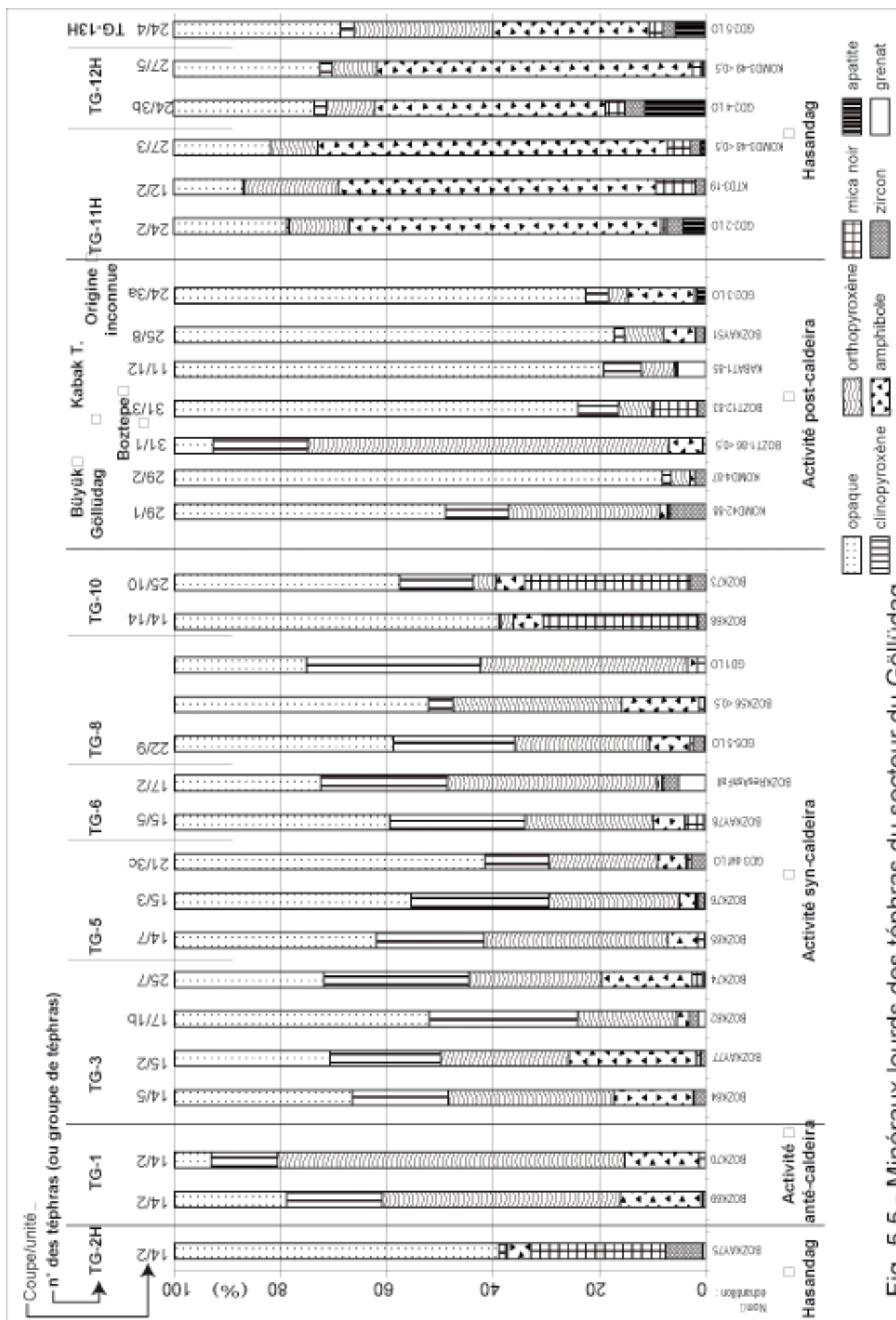


Fig. 5.5 - Minéraux lourds des téphras du secteur du Göllüdag

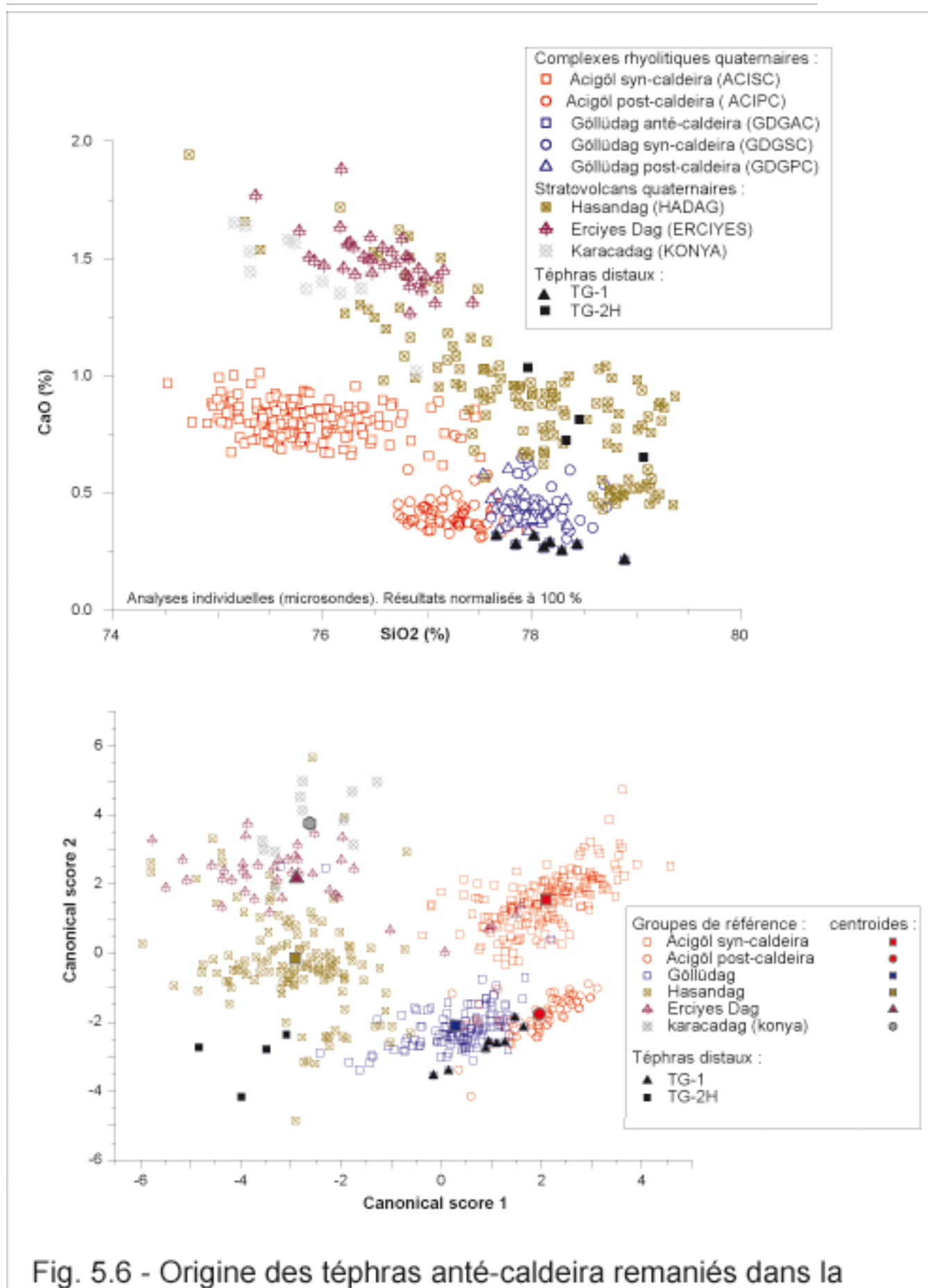


Fig. 5.6 - Origine des téphras anté-caldeira remaniés dans la sédimentation fluvio-lacustre (Göllüdag, site 14)

En haut : Digramme SiO₂/CaO représentant les téphras distaux TG-1 et TG-2H et les groupes de référence.
 En bas : Représentation des deux premiers axes de l'analyse des fonctions discriminantes.

Les 4 analyses de TG-2H ont été classées parmi le groupe "Hasandag", 7 analyses sur 8 de TG-1 ont été classées dans le groupe "Göllüdag".

altérées (andésite et basalte). Le cortège des minéraux lourds est constitué, par ordre d'importance, par les clinopyroxènes et les orthopyroxènes (environ 30 % chacun), puis par des minéraux opaques. Ensuite viennent les amphiboles (environ 10 %) et des micas noirs. Cette unité peut atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur.

La **troisième unité d'écoulement pyroclastique, TG-7 est visible dans la plupart des coupes de la partie occidentale du complexe** (sites 14, 15, 16, 18, 19). Cette coulée à cendres et lapilli ponceux se caractérise par **l'abondance des lithiques, principalement des obsidiennes**, pouvant atteindre 10 à 15 cm de grand axe, auxquels s'ajoutent des blocs de rhyolite et de rares basaltes. Les ponces, fibreuses à pseudo-fibreuses, atteignent 10 cm de grand axe. Elles sont sub-aphyriques : la séparation densimétrique a livré moins de 0,1 % de minéraux lourds, constitués par quelques micas noirs altérés.

Les épaisseurs des unités pyroclastiques diminuent du centre du complexe vers la périphérie, suggérant une direction centrifuge des écoulements. En outre, dans la partie occidentale du complexe, les unités pyroclastiques fossilisent le réseau hydrographique anté-caldeira, et semblent avoir été canalisées par celui-ci en direction du sud (plaine de Çiftlik).

5.1.2.2.2 – Les retombées pliniennes associées

Deux retombées ponceuses sont interstratifiées entre les unités d'écoulement TG-3 et TG-7.

La **retombée ponceuse TG-4** est une formation observée uniquement à l'est du complexe (sites 20, 22, 23 & 30). Elle est composée de ponces à vésicules orientées, aphyriques. Elle ne dépasse pas 1 mètre d'épaisseur dans chacune des coupes observées.

La **retombée TG-5** (site 10, unité 8 ; site 15 unité 3 ; site 16, unité 9 ; sites 18 et 19 unité 2) est composée de ponces à faciès moussues, et la paragenèse se caractérise notamment par la présence de quartz et de feldspaths. Parmi les minéraux lourds, nous avons compté, par ordre d'importance, des minéraux « opaques » (principalement de la magnétite), des orthopyroxènes, des clinopyroxènes et des amphiboles, associés à de rares micas noirs et zircons. Les lithiques sont des lapilli de rhyolite et de lave sombre altérée, ainsi que de rares obsidiennes.

Au site 21, en situation proximale (photo. 4.1), cette formation atteint 6 m d'épaisseur, et les ponces ont des tailles maximales de plus de 15 cm. Là, cette formation repose sur des alluvions (1 m visible) sans que la coulée cendreuse TG-3 ne soit visible. La retombée ponceuse est associée à une retombée cendreuse (unité 3b) puis à des déferlantes (unité 3c) de plus de 5 m d'épaisseur. On retrouve cette succession, quoique de manière incomplète, aux sites 18 et 19.

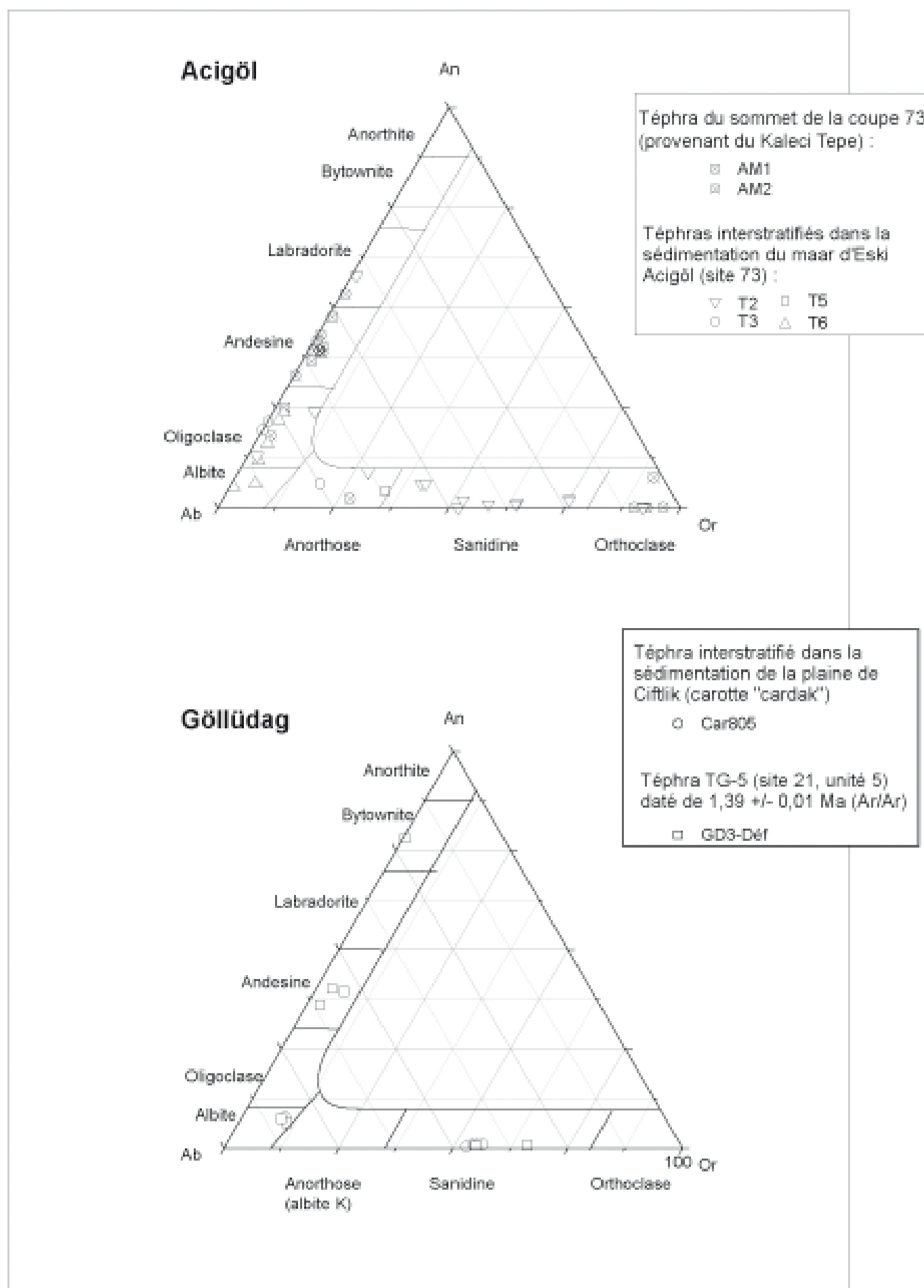


Fig. 5.7 - Géochimie des feldspaths de quelques téphras des complexes du Göllüdag et d'Acigöl

Les déferlantes du site 21 présentent un cortège minéralogique proche, avec cependant de nombreux feldspaths, de type andésine et albite (fig. 5.7).

Ces feldspaths ont été datés par la méthode Ar/Ar de $1,39 \pm 0,01$ Ma (cf. *infra*, fig. 6.1).

5.1.2.2.3 – Une mise en place extrêmement rapide

Les unités pyroclastiques sont parfois séparées par des faciès de remaniement qui se signalent par une perturbation des structures, comme par exemple l'unité 2a du log 20. Parfois la matrice devient plus brunâtre, enrichie en argiles, indiquant une altération des verres rhyolitiques. Ailleurs, la stratification entrecroisée et la présence de lentilles à structure *clast-supported* indiquent un remaniement alluvial.

Cependant, les caractéristiques pétrographiques sont conservées, avec une prépondérance des verres rhyolitiques, et le cortège des lithiques est identique à celui des formations pyroclastiques *in situ*. La grande homogénéité pétrographique, comme l'absence de paléosol, indique l'absence de répit prolongé dans l'accumulation des pyroclastites. **Au total, le remaniement de ces unités semble extrêmement discret, permettant d'affirmer l'absence de hiatus dans la mise en place des pyroclastites, et la rapidité de l'éruption syn-caldeira.**

5.1.2.3 – L'activité post-caldeira

L'activité post-caldeira voit l'édification d'un sorte de « stratovolcan » rhyolitique avec une dizaine d'événements qui ont fonctionné pendant plus de 500 000 ans. Nous présenterons dans le chapitre 8 la mise en place de ces différents dômes. Pour l'instant, nous nous contentons d'indiquer qu'ils sont associés à des pyroclastites qui recourent les écoulements et les retombées syn-caldeira.

5.1.2.3.1 – Au sud du Göllüdağ et vers la plaine de Derinkuyu

La retombée ponceuse **TG-8**, épaisse d'1 m au site 22, est nettement litée, avec un premier lit de 50 cm, suivi de lits d'une dizaine de cm. Les ponces représentent 60 à 70 % des éléments ; elles sont aphyriques et ont un faciès à grosses vacuoles. Au site 22, elles atteignent 10 cm de grand axe, alors que les lithiques sont inférieurs à 3 cm. Au site 30, les lapilli dominent. Les rhyolites sont très sombres, presque noires et les obsidiennes disparaissent vers le sommet.

La formation **TG-9** est une retombée ponceuse de 1,5 m d'épaisseur comprenant une dizaine de sous-unités, de plus en plus fines vers le sommet, présentant successivement des gradients inverses et normaux. On observe encore un appauvrissement en obsidienne de la base (10 %) vers le sommet. Les lithiques représentent environ 40 % des éléments

(essentiellement des rhyolites). La grande majorité des ponces présentent des vacuoles allongées, mais environ 10 % présentent de grosses vacuoles non organisées. Elles sont majoritairement aphyriques ; mais quelques unes sont sub-aphyriques, à petits micas noirs.

La retombée ponceuse **TG-10** est visible aux sites 14, 22 et 25. Dans les trois cas, elle est séparée des pyroclastites sous jacentes par une formation colluviale épaisse de 0,5 à 1,5 m. Au site 14, elle est épaisse d'environ 50 cm, et présente des ponces moussues de 4 à 5 cm de grand axe maximum. Les ponces forment l'essentiel des éléments, les lithiques (rhyolites) sont rares et leur taille inférieure à 2 cm de grand axe. Au site 25, il s'agit d'une retombée ponceuse ne dépassant pas 10 à 20 cm d'épaisseur. Cependant les ponces porphyriques se retrouvent sur un large espace.

Le cortège des minéraux lourds de TG10 est très caractéristique puisqu'il contient une proportion significative de micas noirs (30 % environ). Les autres grains comptés sont des minéraux « opaques », des amphiboles et des orthopyroxènes (et des clinopyroxènes dans l'échantillon du site 25). La géochimie d'un échantillon provenant du site 14 montre une grande similitude avec les produits du Göllüdağ.

5.1.2.3.2 – Sur les versants du Melendizdağ, au sud de la plaine de Çiftlik

Au sud de la plaine de Çiftlik, les bas des versants du Melendizdağ montrent des produits pliniens « en place », reposant sur les andésites du volcan néogène ou sur des colluvions. **Ce secteur se distingue du secteur Göllüdağ – plaine de Derinkuyu par : i) l'absence des écoulements pyroclastiques ; et ii) l'apparition de pyroclastites ponceuses différentes de celles du Göllüdağ.** L'absence d'écoulement pyroclastique sur les versants qui bordent le sud de la plaine, s'explique par la nature même de la dépression qui a canalisé et piégé ces écoulements qui venaient du nord-nord-est. **L'apparition de retombées ponceuses différentes s'explique par l'interstratification des produits du Hasandağ avec ceux du Göllüdağ.**

A l'est et au sud de la plaine, les produits pliniens du Göllüdağ moulent les versants du Melendizdağ. Ces pyroclastites reposent sur des colluvions d'andésite basaltique du Melendizdağ (site 3). On suit la retombée ponceuse **TG-5** à quartz et feldspaths et/ou les déferlantes associées, dans les coupes 2 à 5. Le site 2 présente la succession déferlantes sur retombée ponceuse, identique à la coupe en situation proximale du site 21. Aux sites 5 et 6, ces formations sont recouvertes par des retombées ponceuses aphyriques associées à quelques lithiques de rhyolite, d'obsidienne et de rares laves. Ces caractéristiques permettent de reconnaître les retombées **TG-8** et **TG-9**, décrites précédemment. Les ponces forment plus de

90 % du matériel, ce qui traduit un enrichissement en ponces, au détriment des lithiques, caractéristique de faciès distaux.

Au site 4, les déferlantes (unité 1) sont recouvertes par une unité de remaniement, avec enrichissement en matrice brunâtre, et apparition de figures sédimentaires alluviales (stratification oblique et lentilles). Le sommet de cette unité présente un contact ravinant avec la formation sus-jacente. Il s'agit d'une retombée ponceuse (unité 2) riche en minéraux mafiques (micas noirs, amphiboles) dont on retrouve les produits en surface, sur certains versants. Ainsi, des ponces atteignant 5 cm de grand axe, porphyriques, riches en ferromagnésiens, surmontent la coupe du site 5.

Ces produits, très différents des retombées ponceuses TG-1 à 9 du Göllüdağ, ne se retrouvent pas dans le complexe lui-même ; il faut donc leur chercher une autre origine. **Le Hasandağ est le meilleur candidat.** D'une part, son activité a perduré postérieurement à celle du Göllüdağ (cf. 1^{ère} Partie). D'autre part, la localisation des sites 4 & 5 à égale distance du Göllüdağ et du Hasandağ explique qu'on y retrouve les produits superposés de ces deux volcans.

5.1.2.3.3 – Les produits des dômes terminaux

Contrairement aux pyroclastites précédentes, **les produits associés à l'extrusion des dômes ont une extension réduite.** C'est pourquoi nous les désignons d'après le nom du dôme auquel ils sont associés (annexe 1).

Les pyroclastites du site 11 (fig. 5.4) sont associées à l'extrusion du Kabak Tepe terminal (fig. 5.1 et 5.2). Les coupes sont dominées par **les déferlantes** riches en xénolites rhyolitiques et perlitiques, comportant quelques obsidiennes, dont la taille dépasse souvent les 30 à 50 cm.

Le substrat est formé par la rhyolite et l'obsidienne d'un premier dôme en partie détruit et fossilisé par les pyroclastites et les rhyolites du Kabak Tepe terminal.

Les lithiques (rhyolites, perlites et obsidiennes) sont très abondants. Au contraire, les ponces sont rares à la base et représentent plus de 50 % des éléments uniquement dans les unités supérieures (n° 10 et suivantes). De nombreux niveaux à bombes montrent des blocs dont les tailles dépassent 30 à 50 cm de grand axe (formations n° 1a, 2a, 3a, 4a, 8a et 9). Ces formations à blocs préparent généralement à la mise en place de formations plus fines telles que des retombées à lapilli et à cendres (formations n° 1b, 2b, 3b, 8b, 5 et 11). Ces derniers niveaux sont caractéristiques d'une activité phréatomagmatique, avec des structures de déferlantes (*surge*), montrant un litage centimétrique et des ondulations.

Les minéraux lourds sont très peu abondants (< 1 %), dominés par des minéraux opaques, notamment de la magnétite (fig. 5.5).

Les pyroclastites du Bozdağ sont visibles au site 31 (fig. 5.2) :

à la base de la coupe, on observe des déferlantes phréatomagmatiques, renfermant des lapilli de rhyolite, de perlite et d'obsidienne, dont l'épaisseur visible est d'environ 2 mètres. Les figures sédimentaires sont caractéristiques : litage, ondulations liées à l'effet de souffle. Ces

déferlantes sont recouvertes par une formation à cendres et blocs, type nuées ardentes. Le matériel est presque uniquement composé de la rhyolite perlitique grise du dôme ; les blocs atteignent 50 à 60 cm de grand axe. Dans les déferlantes, les minéraux lourds sont peu abondants, dominés par les minéraux opaques ; mais on note, ici, la présence de grenat (~ 5 %).

Les produits terminaux du Büyük Göllüdağ affleurent au site 29. La brèche de dôme, composée de blocs de rhyolite perlitique recouvre des dépôts lités à faciès phréatomagmatique. La brèche de dôme comporte des injections d'obsidienne. Cette dernière présente des plans de fluidité sub-verticaux, dont la disposition est circulaire autour du dôme. Cette obsidienne n'est massive qu'au centre de l'intrusion. Latéralement, on observe des faciès de transition perlithiques puis nettement rhyolitiques.

L'extrusion du dôme a donc été précédée par le fonctionnement d'un maar et le dépôt de formations phréatomagmatiques et phréatopliniennes. En outre, un grand nombre d'extrusions rhyolitiques sont associées à des intrusion d'obsidienne (cf. *infra*, chap. 8).

5.1.3 – Les produits distaux retrouvés dans le secteur du Göllüdağ

5.1.3.1 – Les produits du Hasandağ

Plusieurs téphras provenant du Hasandağ sont visibles au sein du complexe du Göllüdağ. Nous avons déjà décrit le téphra TG-2H (site 14), contemporain de la phase anté-caldeira et nous avons décrit les produits provenant du Hasandağ qui recouvrent les pyroclastites du Göllüdağ au sud de la plaine de Çiftlik. Des produits du Hasandağ ont également été retrouvés au cœur du complexe. En stratigraphie, ils sont toujours séparés des pyroclastites du Göllüdağ par des formations alluviales.

Au sud du Büyük Göllüdağ, au site 24, trois retombées à cendres et lapilli ponces (< 1 cm), TG-11H, TG12H et TG13H reposent sur des formations alluviales et colluviales (fig. 5.4).

La première retombée, **TG-11H**, est épaisse d'environ 60 cm. Elle est composée de lapilli de ponces (avec quelques rares ponces atteignant 4 cm) et présente une structure massive. Les lithiques sont très peu abondants, composés de rhyolite mais sans obsidienne. Le sommet de cette formation présente un enrichissement en matériel argilo-limoneux, indiquant une altération discrète.

TG-12H, est épaisse de 60 cm. Elle est composée de lapilli de ponces porphyriques (micas noirs, feldspaths). Les lithiques représentent environ 30 % des éléments, et sont quasi-exclusivement composés de rhyolite. Le sommet est enrichi en cendres.

TG-13H atteint 1,5 m d'épaisseur et présente des lits de 1 à 5 cm, avec un granoclassement inverse. Les 80 cm supérieurs sont remaniés par des processus de ruissellement comme l'indique la présence de lentilles plus grossières.

Le cortège minéralogique de TG-11H (fig. 5.5) est composé par ordre d'importance d'amphiboles (60 %), puis d'orthopyroxènes (10 %) ; les autres minéraux sont des minéraux

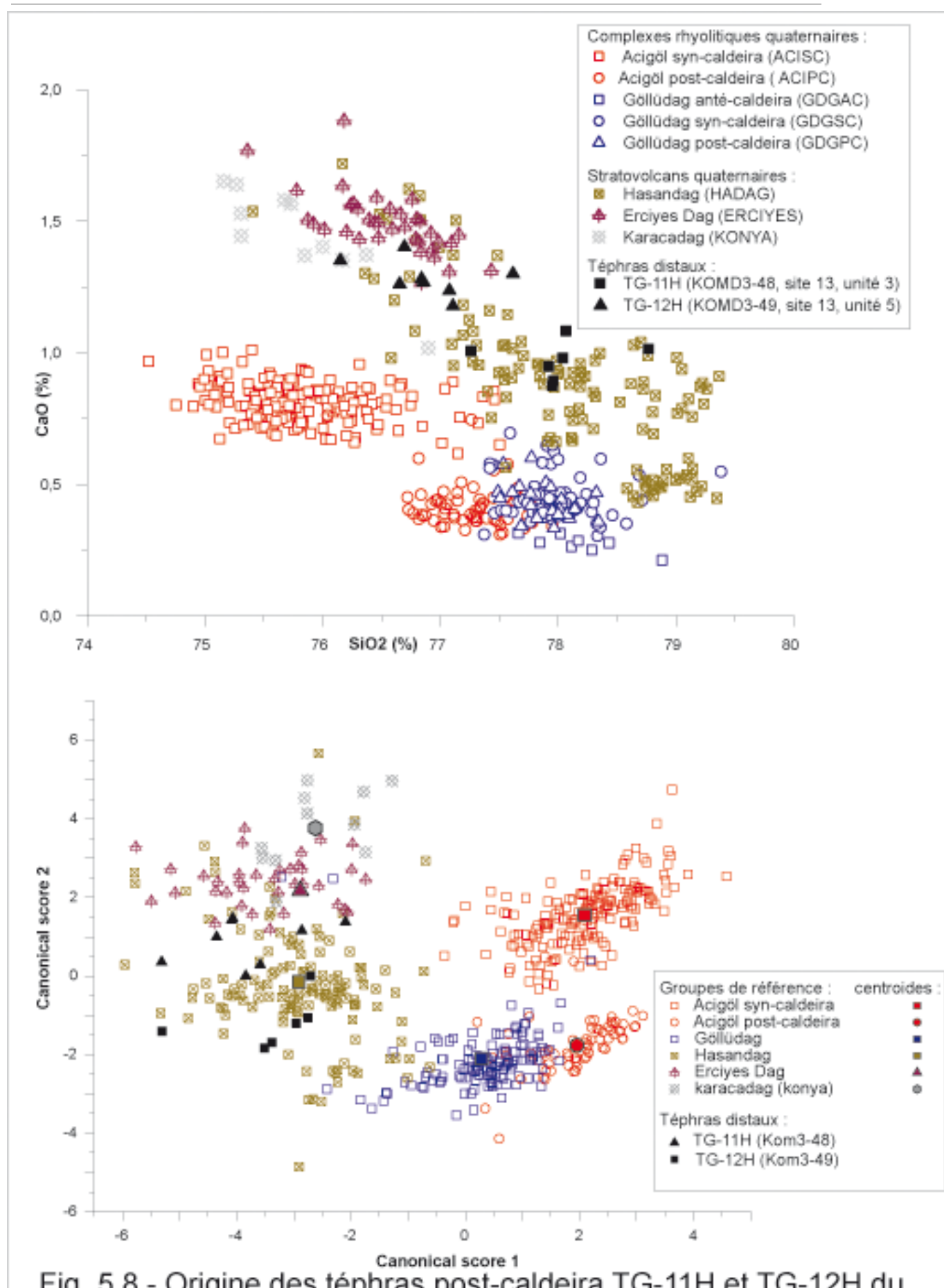


Fig. 5.8 - Origine des téphras post-caldeira TG-11H et TG-12H du secteur du Göllüdag

En haut : Digramme SiO₂/CaO représentant les téphras distaux TG-11H et TG-12H et les groupes de référence.

En bas : Représentation des deux premiers axes de l'analyse des fonctions discriminantes.

Les 7 analyses de TG-11H et les 8 analyses de TG-12H ont été classées parmi le groupe "Hasandag".

« opaques ». Le téphra TG-12H présente un cortège minéralogique proche, mais enrichi en apatites. Le cortège est différent dans le cas de TG-13H, dans lequel on a compté environ un tiers d'amphiboles, un tiers de minéraux opaques, et un quart d'orthopyroxènes ; le reste est constitué de rares zircons et apatites. Ces cortèges sont différents de ceux des échantillons provenant du Göllüdağ comportant par ordre d'importance : « opaques », clinopyroxènes, orthopyroxènes, amphiboles.

Les retombées TG-11H et/ou TG-12H apparaissent également aux sites 12, 13 et 27 (fig. 5.4). Au site 27, elles sont séparées des pyroclastites du Göllüdağ par une formation colluviale d'environ 1 m d'épaisseur. Au site 13, elles moulent un versant inscrit dans les pyroclastites du Grand Göllüdağ et présentent une inclinaison de plus de 30°.

Tous ces échantillons se caractérisent par leur porphyrisme et l'importance des amphiboles dans la fraction lourde. La géochimie des verres de ponces de TG-11H et de TG-12H présente une affinité évidente avec celle des échantillons du Hasandağ, enrichis en oxyde de calcium, par rapport aux échantillons provenant du Göllüdağ (Fig. 5.8, annexe 3 et 4).

La retombée ponceuse TG-13H n'a pas fait l'objet d'analyse géochimique. Son cortège minéralogique n'est pas « typique » et son origine reste difficile à déterminer. La relative abondance des amphiboles la distingue des échantillons du Göllüdağ, mais elle est inférieure à celle des échantillons « typiques » du Hasandağ. Cependant, la relative pauvreté en clinopyroxène la rapproche des produits du Hasandağ.

5.1.3.2 – De rares produits provenant du complexe Acigöl

Des téphras d'Acigöl n'ont été retrouvés qu'au site 17 dans la fouille du « Dere 3 » de Kaletepe. Il s'agit de cinq téphras rhyolitiques surmontés par un téphra de composition trachytique d'origine inconnue. Ces six téphras sont interstratifiés avec des niveaux archéologiques rapportés au Paléolithique moyen.

Le téphra supérieur (R6) est de couleur sombre, cendreuse comprenant des grains scoriacés et présente une composition trachytique ($\text{SiO}_2 = 63,9 \%$ et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,9 \%$). Les cinq téphras inférieurs sont ponceux (R1, R3, R4 et R5) ou cendreuse (R2) et ont une composition rhyolitique (SiO_2 compris entre 75,8 à 76,5 et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 8,6 et 8,9 %). Les cinq téphras rhyolitiques proviennent de l'activité syn-caldeira d'Acigöl comme l'indique la classification par les fonctions discriminantes (cf. discussion *infra*, 9.3.2, et fig. 9.7). Nous présentons plus bas (chap. 9), cette coupe et l'intérêt archéologique qu'elle représente.

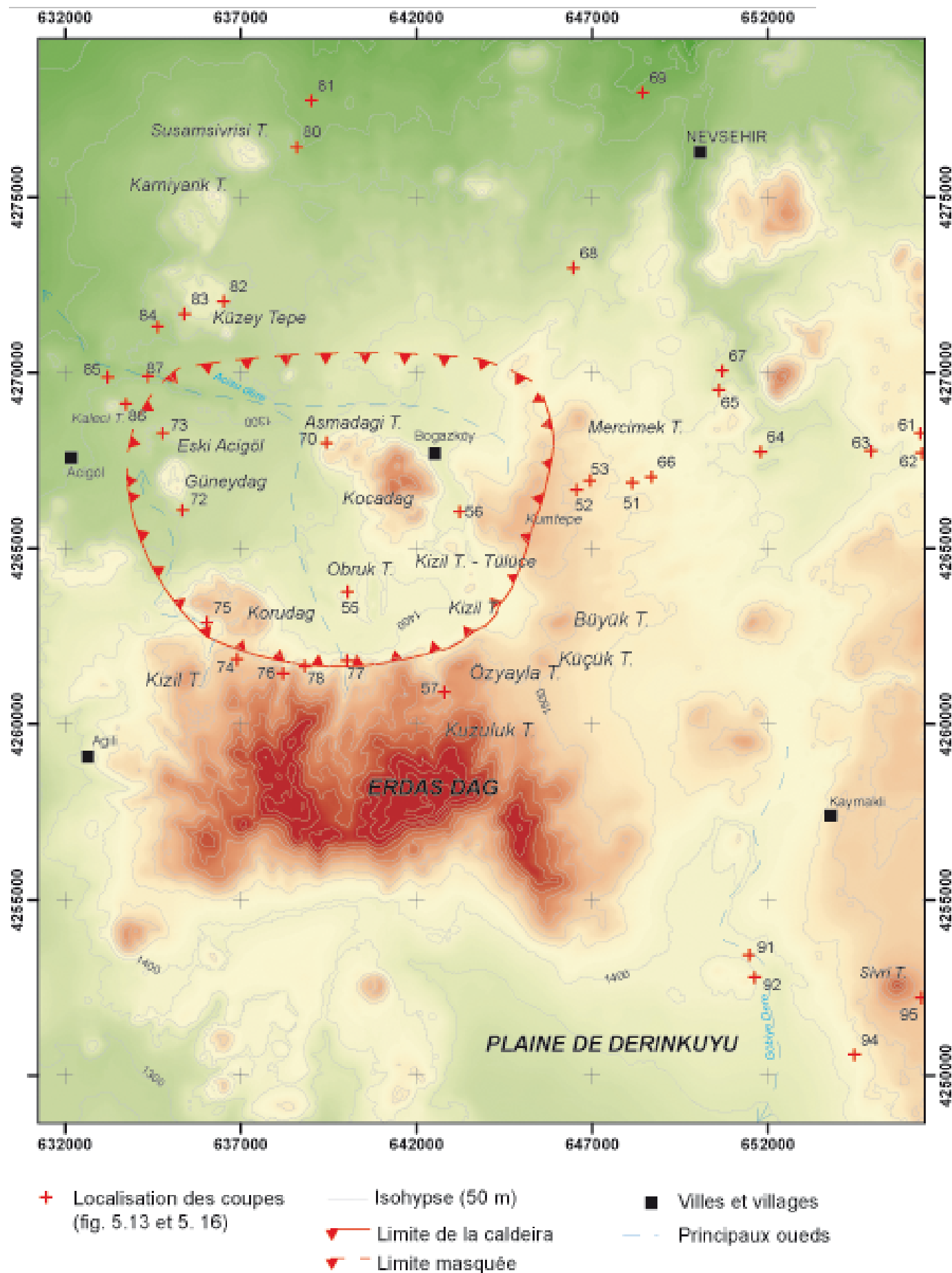


Fig. 5.9 - Le complexe rhyolitique d'Acigöl :
 □ □ **carte de localisation**

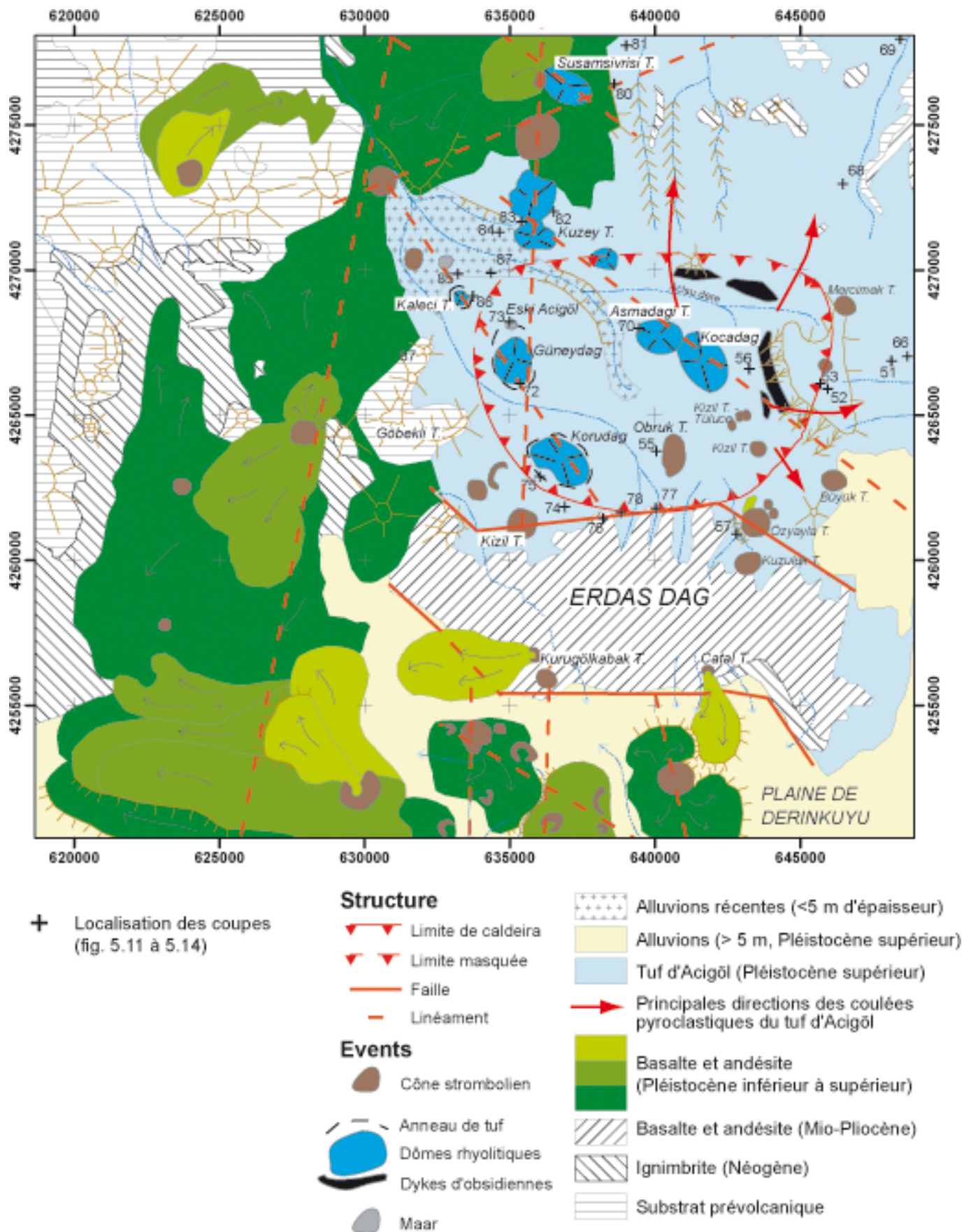


Fig. 5.10 : Le complexe d'Acigöl
Carte géologique et localisation des coupes

5.2 – Le complexe d’Acıgöl

Le complexe d’Acıgöl est situé au nord du massif du Göllüdağ, dont il est séparé par deux unités morphologiques, la plaine de Derinkuyu, puis le massif de l’Erdaş Dağ.

5.2.1 – L’organisation des paysages

Le complexe d’Acıgöl, apparaît comme une dépression grossièrement circulaire (fig. 5.13) allongée dans le sens est-ouest et mesurant environ 12 km de grand axe. Le fond de la caldeira, situé à 1310 m, est parsemé par une série de dômes rhyolitiques et de cônes stromboliens formant deux alignements principaux de direction sud-est nord-ouest (fig. 5.14). Au nord, les limites de la dépression sont peu marquées et correspondent aux versants septentrionaux de la vallée de l’Acısu. Au contraire, au sud, à l’est, et à l’ouest, la dépression est dominée respectivement par l’Erdaş Dağ, par les collines du Kumtepe et par celles de Göbekli Tepe. Plus au nord, les ignimbrites (faciès Kızılkaya) arment les reliefs extrêmement disséqués formant des éléments de plateau.

Allongé d’une dizaine de kilomètres d’est en ouest, **le massif de l’Erdaş Dağ** culmine à 1982 m. Il est composé de laves andésitiques (fig. 5.14) et témoigne de l’ancienne extension des stratovolcans néogènes (chap. 2). Ce massif a été démantelé par l’érosion postérieure, comme en témoignent les profondes vallées qui l’incisent, notamment sur son versant nord où elles ont été en partie remblayées par les pyroclastites du complexe d’Acıgöl.

L’Erdaş Dağ sépare la plaine de Derinkuyu au sud, de la dépression d’Acıgöl au nord, et apparaît comme un horst soulevé au dessus de ces deux unités. Au sud, le massif de l’Erdaş Dağ est limité par une faille d’orientation est-ouest qui est fossilisée par des cônes stromboliens du Pléistocène supérieur (Kurugölkabak Tepe, Çatal Tepe) et par leurs coulées basaltiques. Au nord, une seconde faille d’orientation est-ouest sépare l’Erdaş Dağ de la dépression d’Acıgöl. Cette faille a joué lors du fonctionnement du complexe et l’effondrement de la caldeira. Elle est également fossilisée par des cônes stromboliens postérieurs (Kuzuluk Tepe, Özyayla Tepe, Kızıl Tepe).

Les collines du Kumtepe sont allongées selon une direction méridienne. Elles culminent à 1525 m environ, soit 200 mètres au dessus du fond de la caldeira d’Acıgöl, et présentent deux modelés très différents à l’ouest et à l’est. A l’ouest, du côté de la caldeira, le contact se fait par un escarpement au profil convexo-concave, orienté nord-sud, d’une centaine de mètres de commandement. En direction de l’est, au contraire, les altitudes s’abaissent plus doucement,

et le versant est parsemé par une série de ravins, profonds de 10 à 20 m. Les collines du Kumtepe sont constituées par le matériel meuble des pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acıgöl, surmonté par des cônes stromboliens postérieurs, comme le Mercimek Tepe.

Les collines de Göbekli Tepe sont localisées au sud-ouest de la dépression d'Acıgöl, et culminent à 1390 m. Les collines montrent un modelé de dissection, et des versants convexo-concaves. Elles sont composées de calcaires marmoréens paléozoïques à mésozoïques, de granits et de roches ultrabasiques crétacées de nature ophiolitique (Atabey, 1989).

Les roches les plus anciennes n'affleurent donc qu'aux limites de la structure et sont absente de la partie centrale. La dépression est remplie par les produits pyroclastiques syn-caldeira qui s'étendent également en direction du nord et de l'est.

Comme pour le complexe du Göllüdağ, nous avons reconnu trois phases de fonctionnement : anté-, syn- et post-caldeira. Les caractéristiques de chacun des téphras sont indiquées dans le tableau de l'annexe 2. Nous avons suivi les mêmes règles pour nommer les produits du complexe d'Acıgöl que dans le cas des produits du Göllüdağ (cf. *supra* 5.1.2). Pour simplifier la présentation, nous avons regroupé certaines des unités sous une même appellation (TA-XX). Ces regroupements ont été faits dans les cas suivant : i) certaines unités sont purement locales et ne peuvent donc être corrélées à d'autres sites ; ii) certaines unités sont difficiles à distinguer les unes des autres, hormis par la stratigraphie ; iii) certaines unités (2 à 7, site 52 par exemple) correspondent à une même dynamique (la mise en place des écoulements pyroclastiques syn-caldeira).

5.2.2 – L'activité préliminaire, très discrète

L'activité préliminaire est peu documentée. Sur la retombée orientale des collines du Kumtepe, le site 51 (fig. 5.13) montre différentes formations pliniennes à cendres et lapilli ponceux (TA-1) ainsi qu'une retombée basaltique (TA-β2).

A la base, TA-1a est une retombée plinienne épaisse d'environ 60 cm, composée de ponces de 2 à 3 cm de grand axe maximum. Elle est surmontée par de fines retombées cendreuses alternant avec des retombées à lapilli ponceux (TA-1b) puis par une nouvelle retombée à lapilli ponceux d'environ 60 cm d'épaisseur (TA-1c). Un fin niveau scoriacé, de couleur sombre interrompt cette accumulation (TA-β2). Ce niveau est surmonté par un quatrième téphra rhyolitique (TA-1d). Ces quatre retombées pliniennes présentent des ponces très denses, peu vésiculées et dont les rares vacuoles sont orientées. Les lithiques, de la taille des gravillons, sont des rhyolites et de rares laves sombres (basaltes, andésites), à l'exclusion des obsidiennes.

Ces pyroclastites sont également visibles aux sites 63 et 64. **Au site 63, les pyroclastites TA-1a à TA-1d reposent sur une série alluviale surmontant le substrat composé par les ignimbrites tertiaires.**

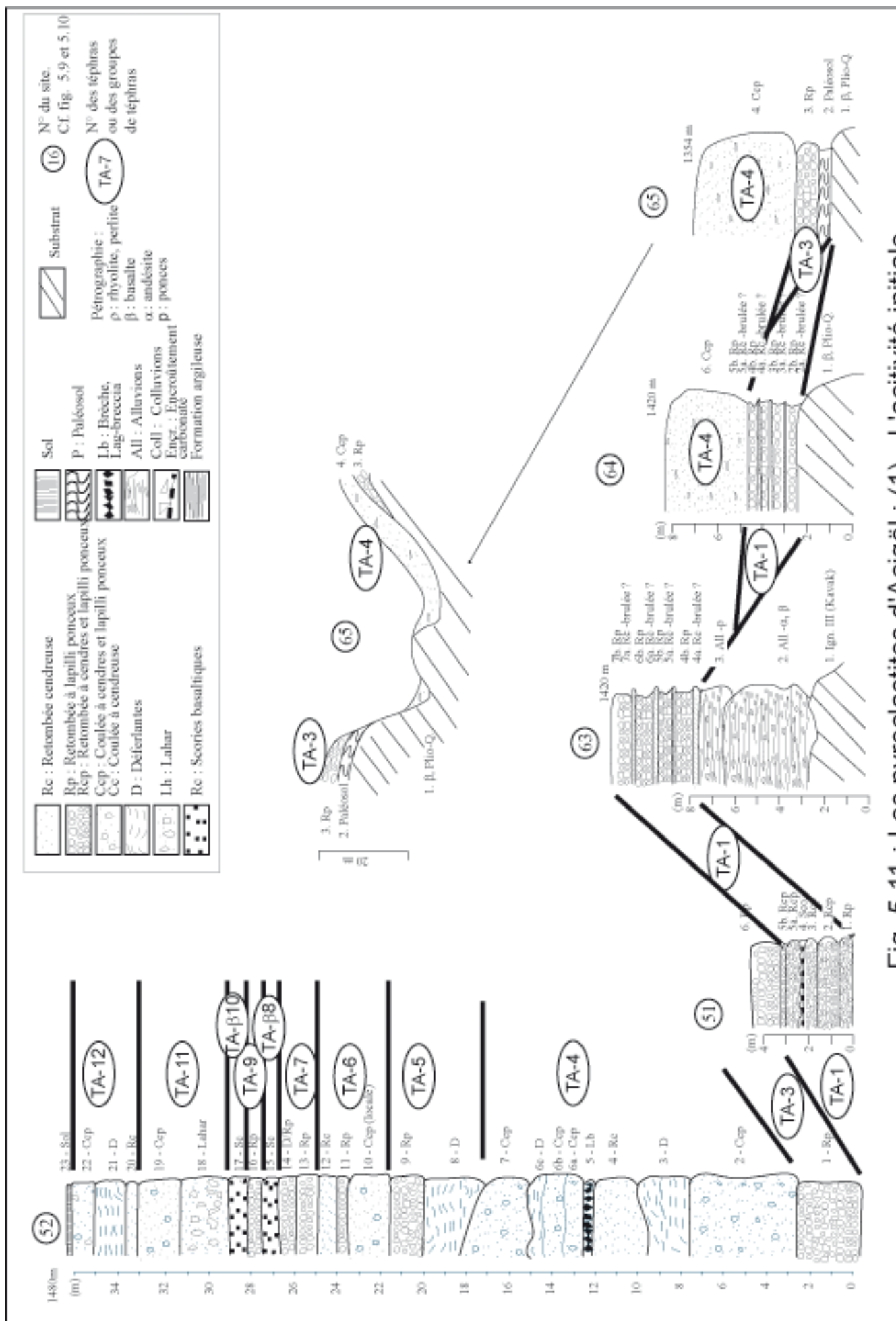


Fig. 5.11 : Les pyroclastites d'Acigöl : (1) - L'activité initiale

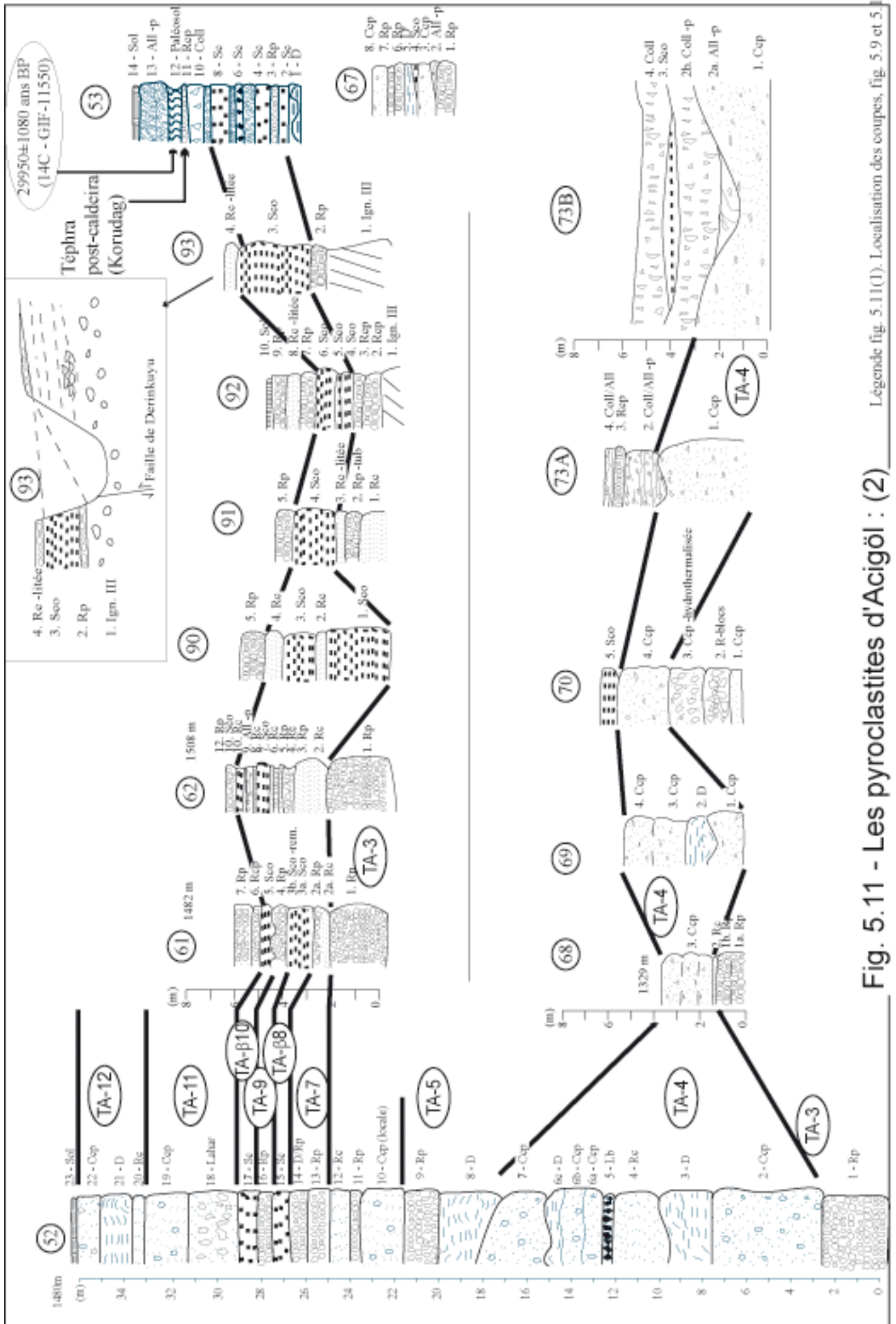


Fig. 5.11 - Les pyroclastites d'Acigöl : (2) Localisation des coupes, fig. 5.9 et 5.10

La base de la coupe 63 présente le sommet des ignimbrites tertiaires (unité « Tahar » ou « Gordeles »), surmontées par des formations alluviales, épaisses de 4 à 5 m, aux figures sédimentaires caractéristiques (lentilles *open-work*, entrecroisement). Dans l'unité 2, les galets, de 3 à 5 cm de grand axe, sont uniquement composés de basaltes et d'andésites. En revanche, dans l'unité 3, on note un enrichissement en lapilli ponceux, indiquant probablement le début de l'activité pyroclastique. Au-dessus, les téphras TA-1a à TA-1d présentent tous une base cendreuse, surmontée par des retombées ponceuses à ponces de 2 à 3 cm de grand axe, exceptionnellement 8 à 10 cm. Les ponces, aphyriques et très denses, présentent le même faciès qu'au site 51.

Au site 64, le dispositif est un peu différent. Les quatre téphras TA-1A à TA-1D reposent sur le substrat, ici constitué d'un basalte andésitique plio-quadernaire. Ils sont directement recouverts par les écoulements pyroclastiques (TA-4) de l'éruption paroxysmique du complexe. Au contraire, au site 52, ces premières retombées sont recouvertes par la retombée TA-3 (cf. *infra*, 5.2.3).

Contrairement à la situation observée dans le complexe du Göllüdağ, ici, il n'y a pas de hiatus entre l'activité « préliminaire » que nous venons de décrire et l'activité syn-caldeira. Les deux semblent, au contraire, en parfaite continuité.

5.2.3 – L'éruption paroxysmique du complexe : une phase syn-caldeira « massive »

Afin de clarifier notre propos, nous présentons successivement les pyroclastites basales, constituées notamment d'écoulements pyroclastiques à cendres et lapilli ponceux, les pyroclastites intermédiaires où dominent les retombées ponceuses, puis les retombées terminales dont la principale caractéristique est l'interstratification entre les produits rhyolitiques et des produits peu différenciés (basaltiques). Cette distinction n'a pas de signification dynamique : en situation proximale (site 52), l'accumulation des pyroclastites est remarquablement continue. Seule l'interstratification de produits basaltiques, dans la partie sommitale, témoigne d'un ralentissement de l'activité rhyolitique.

De plus, les analyses géochimiques effectuées sur la plupart des unités du log 52 montrent l'homogénéité géochimique de l'ensemble des pyroclastites syn-caldeira, avec une teneur en SiO₂ comprise entre 74,5 et 76,5 % (cf. *supra*, fig. 4.8). Ces résultats confirment l'observation stratigraphique : les différentes unités pyroclastiques se sont mises en place lors de la même phase de l'activité volcanique, sans modification géochimique des éléments majeurs.

5.2.3.1 – Les pyroclastites basales (TA-3 & 4)

Les formations syn-caldeira du complexe rhyolitique d'Acıgöl sont particulièrement bien développées à l'est de la caldeira dans le secteur du Kumtepe (fig. 5.9 et 5.10). Le site n° 52 est une carrière ouverte en surface orientale des collines du Kumtepe qui dominent la caldeira. Celle-ci est profonde d'une trentaine de mètres.

L'unité TA-3 constitue la base de la carrière (cf. *supra*, photo. 4.2) :

Il s'agit d'une retombée plinienne de plus de 3 m d'épaisseur. **Les ponces sont aphyriques à faciès fibreux et tubulaire** (cf. *supra*, photo. 5.11A) et atteignent 20 cm de grand axe. Parmi les lithiques, on note l'absence d'obsidienne, qui est présente dans les unités supérieures.

Cette retombée basale est recouverte par **une épaisse série de trois coulées pyroclastiques à cendres et lapilli ponceux (TA-4, unités 2, 6 et 7)** associées à des retombées cendreuses, à des déferlantes (unité 3, 4) et à un *lag-breccia* (unité 5). Les unités d'écoulement se retrouvent dans toute la partie nord et est du secteur d'Acıgöl, alors que les retombées et déferlantes associées sont d'extension plus locale. Au site 52, TA-4 est épais de plus de 17 mètres au total, dont 10 m d'écoulement pyroclastique.

Trois unités d'écoulement sont visibles : l'unité 2 présente une couleur rosâtre et est enrichie en lithiques et en ponces ; l'unité 3 est plus cendreuse, toujours de couleur rosâtre ; enfin, l'unité 7 est enrichie en ponces au sommet. Les ponces mesurent 3 à 4 cm de grand axe, elles sont aphyriques et présentent deux faciès principaux : i) à vésicules orientées, de type fibreux et ii) à grosses vésicules. Les lithiques sont constitués de lapilli d'obsidienne, de rhyolite, de diabase et de laves sombres. Les éléments (ponces, lithiques) baignent dans une abondante matrice cendreuse.

Les autres unités associées sont des déferlantes (unité 3 et 6c) ainsi qu'une retombée cendreuse (unité 4) surmontée d'une retombée à blocs (*lag breccia*, unité 5). La retombée cendreuse est très finement litée et sa mise en place est très probablement corrélative de l'écoulement pyroclastique initial (retombée cendreuse co-ignimbritique, *co-ignimbritic ash fall*, cf. *supra*, photo 5.3).

Au nord-est du complexe d'Acıgöl, au site 69, des déferlantes sont intercalées entre les deux premières « sous-unités » d'écoulement. En revanche le niveau à blocs (*lag breccia*) a disparu, en raison de l'éloignement à l'évent. Les écoulements pyroclastiques présentent des alignements de ponces qui témoignent de la dynamique d'écoulement, mieux visible en position distale (site 69) qu'en position proximale (site 52).

Au site 80, les coulées à cendres et lapilli ponceux ne font plus que 5 à 6 m d'épaisseur, et dépassent une dizaine de mètres au site 69. **Ces pyroclastites sont dirigées vers le nord et l'est, où ils ont été canalisés par un réseau hydrographique préfigurant celui de la Kızılırmak.**

5.2.3.2 – Les pyroclastites intermédiaires (TA-5 à 7)

Après cette série d'écoulements pyroclastiques, **le régime plinien domine de nouveau**. TA-5 regroupe des déferlantes (site 52, unité 8), et une retombée ponceuse (unité 9). Les déferlantes sont épaisses de 3 à 4 mètres. Elles comportent des ponces fibreuses à micro-vacuoles allongées.

TA-6 regroupe une coulée pyroclastique (unité 10) surmontée par une retombée ponceuse (unité 11) et une retombée cendreuse (unité 12) finement litée en lits millimétriques strictement horizontaux, de plus d'un mètre d'épaisseur, de couleur rosâtre, correspondant à une retombée cendreuse co-ignimbritique, liée à la mise en place de l'unité 10.

L'unité 11 est une retombée à cendres et lapilli ponceux, litée en couches de 20 à 40 cm, renfermant des ponces atteignant 7 cm de grand axe. Leur faciès est vacuolaire à texture orientée, parfois pseudo-fibreuse. Parmi les lithiques, les xénolites de rhyolite dominent largement, alors que les obsidiennes sont moins abondantes.

Les retombées pliniennes TA-7 (unités 13 et 14) comprennent des ponces vacuolaires à texture orientée. Parmi les lithiques, les rhyolites dominent, suivies par les obsidiennes. L'unité 13 est massive, alors que l'unité 14 présente une structure litée, en lits de 10 à 20 cm.

5.2.3.3 – Les pyroclastites sommitales (TA-β8 à TA-12)

Deux retombées scoriacées (TA-β8, TA-β10) sont interstratifiées avec des produits vésiculés rhyolitiques (TA-9). Les pyroclastites sommitales sont de nouveau rhyolitiques et (TA-11 et TA-12) comprennent essentiellement un lahar et des écoulements pyroclastiques.

TA-9 est une retombée à cendres et lapilli ponceux (unité 16, site 52). On observe une alternance entre les lits cendreux et les lits à lapilli de ponces et de lithiques ; chaque lit est épais de 1 à 5 cm. Les lits à lapilli contiennent des ponces inférieures à 3 cm de grand axe, à texture très vacuolaire, mal orientée. Parmi les lithiques, les obsidiennes sont aussi abondantes que les rhyolites.

Ces produits sont dominées par TA-11, comprenant deux unités d'écoulement. Nous interprétons l'unité 18 comme un lahar, alors que l'unité 19 est un écoulement pyroclastique.

L'unité 18 présente une structure litée, à lits granoclassés, en couches de 5 à 10 cm, avec des ponces bien émoussées, arrondies, prises dans une matrice cendreuse. Il pourrait s'agir d'un lahar. Les ponces présentent un faciès à vacuoles orientées. L'unité 18 est surmontée par une coulée à cendres et lapilli ponceux (unité 19) à structure homogène, à matrice cendreuse abondante emballant des xénolites de rhyolite et d'obsidienne, ainsi que des ponces micro-vacuolaires.

TA-12 regroupe une retombée cendreuse (site 52, unité 20), surmontée par des déferlantes à cendres et lapilli ponceux (unité 21).

La base de cette formation (21a) est constituée d'un écoulement pyroclastique local, chenalisé. La partie centrale (21b) correspond aux déferlantes qui présentent de remarquables figures de dunes et d'anti-dunes. Le sommet est constitué d'une retombée plinienne (21c). Le faciès des ponces est micro-vacuolaire à vacuoles allongées ; parmi les lithiques, les rhyolites dominent largement, alors que les obsidiennes sont quasi-absentes.

La séquence se termine par un écoulement pyroclastique à cendres et lapilli ponceux (unité 22). Les ponces y sont légèrement émoussées, à texture sub-orientée.

5.2.3.4 – Les écoulements pyroclastiques (TA-4) recouvrent l'Asmadağı Tepe

Au site 52, l'écoulement pyroclastique principal (TA-4) est épais de près de 16 m. Il remblaie le fond de la caldeira (sites 72, 55), mais est absent du nord-ouest, de l'ouest, du sud et de l'est du complexe. En revanche, il est possible de le suivre vers le nord et le nord-est sur une vingtaine de km, en observant la diminution de son épaisseur, du centre vers la périphérie du complexe. **L'écoulement pyroclastique provient donc de l'est du complexe et s'est écoulé en direction du nord et du nord-est.**

L'Asmadağı Tepe est le reste d'un dôme rhyolitique. Les coupes situées au sommet de ce dôme (site 70) montrent quatre formations pyroclastiques, avec de bas en haut : un tuf blanchâtre, une retombée pauvre en produits vésiculés, une formation palagonitisée et, recouvrant l'ensemble de l'Asmadağı Tepe, l'écoulement pyroclastique syn-caldeira TA-4.

Le tuf blanchâtre est un écoulement pyroclastique sans structure sédimentaire comprenant des ponces très denses, à vésicules orientées, aphyriques. Les lithiques sont composés de rhyolite et d'obsidienne. Cette formation est surmontée par une retombée pauvre en produits vésiculés : les xénolites dominant largement (rhyolites, obsidiennes, perlites) et atteignent 12 cm de grand axe. La troisième formation montre des blocs de rhyolite et d'obsidienne pris dans une abondante matrice cendreuse extrêmement indurée, d'une couleur jaunâtre caractéristique des produits hydrovolcaniques palagonitisés. On observe de nombreuses enclaves de basalte prises dans cette formation.

L'écoulement pyroclastique TA-4 est une formation de couleur rosâtre, riche en lithiques (rhyolite et obsidienne) et dont la structure est massive. La taille des plus grosses ponces (15 cm) témoigne de la position proximale de l'affleurement.

Une obsidienne est intrusive dans les trois formations inférieures. Ces formations inférieures n'ont été observées nulle part ailleurs. En revanche **l'écoulement pyroclastique qui recouvre ces formations peut être rapporté à la série de coulées (TA-4) observées sur le Kumtepe (site 52). L'intrusion d'obsidienne a livré un âge K/Ar de 160 ± 3 ka (DAM-124).**

D'après Le Pennec *et al.* (1994), la mise en place de l'Asmadağı Tepe (que les auteurs désignent sous le nom de Taskesik Tepe) serait postérieure à la mise en place des écoulements pyroclastiques qui le recouvrent : il s'agirait d'un cryptodôme. Cette affirmation repose sur les observations suivantes :

- i) absence de brèche de dôme, sauf au sommet, suggérant une mise en place non aérienne,
- ii) fracturation des différents produits (rhyolites, pyroclastites), avec des failles sans orientation préférentielle suggérant que l'intrusion d'obsidienne est responsable de cette fracturation.

Or, ces observations cadrent mal avec la présence de l'unité palagonitisée sous-jacente, que les auteurs ont également repérée, et qui indique que l'édifice était déjà en place lors de l'éruption des pyroclastites syn-caldeira. **L'Asmadağı Tepe serait en fait le reste d'un édifice beaucoup plus important, en grande partie décapité par l'éruption syn-caldeira** (cf. *infra*, chap. 7 et 8).

5.2.3.5 – Continuité de l'accumulation des pyroclastites syn-caldeira

Au site 52, l'accumulation des pyroclastites présente une remarquable continuité, sans trace d'érosion entre chaque unité. Seule la présence de retombées basaltiques (TA-β8 et TA-β10) indique un ralentissement de l'activité syn-caldeira.

Le site 61, localisé en position distale, à l'est du complexe, au-delà des collines du Kumtepe, (fig. 5.12) montre cependant que **les unités TA-β10 à TA-12 recoupent en biseau les formations pyroclastiques sous-jacentes.**

La série de coulées pyroclastiques syn-caldeira TA4 sont absente de la coupe. La retombée cendreuse co-ignimbritique (unité 2 = TA-6) repose directement sur la retombée plinienne à ponces tubulaires (TA-3). On observe ensuite un niveau à scories (unité 3) auquel succède une nouvelle retombée plinienne (unité 4). Le faciès dominant des ponces y présente de grosses vacuoles inorganisées, permettant de rapprocher ce niveau de TA-9. Le sommet de cette unité (4e) présente des traces de remaniement.

L'ensemble de ces formations est recoupé en biseau par un nouveau dépôt de scories (unité 5), auquel succèdent une retombée cendreuse (unité 6) puis une retombée à lapilli de ponces (unité 7). Ces deux formations appartiennent probablement au groupe de téphras TA-12, comme le suggère le faciès dominant des ponces à structure orientée, pseudo-fibreuse.

La coupe du site 57, situé au sud du complexe d'Acıgöl, au contact de l'Erdaş Dağ apporte un jalon chronologique inédit et précieux puisque nous y avons daté deux niveaux scoriacés encadrant des pyroclastites rhyolitiques. La coupe est située le long d'un oued (Asmabağlan Dere) qui descend de l'Erdaş Dağ et incise le flanc occidental d'un cône strombolien, l'Özyayla Tepe (= Karataş Tepe). Les scories de ce cône sont interstratifiées avec les pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acıgöl.

La base de la coupe montre le substrat andésitique néogène de l'Erdaş Dağ, surmonté par une retombée cendreuse finement litée correspondant à l'une des retombées cendreuses co-ignimbritiques du site 52 (l'unité 4 de TA-4, ou unité 12 de TA-6). Par dessus, on observe un ensemble de scories qui constitue le cône strombolien lui-même. **Une bombe basaltique provenant de la base de ces scories a été datée de 110 ± 5 ka (CKUZ/DM-06). Une autre bombe basaltique provenant du sommet des scories a livré un âge K/Ar de 109 ± 4 ka (CKUZ/DM-07).** Entre les deux, une retombée à lapilli ponceux est interstratifiée. Le sommet de la coupe montre une retombée cendreuse puis une retombée à cendres et lapilli ponceux correspondant à TA-12.

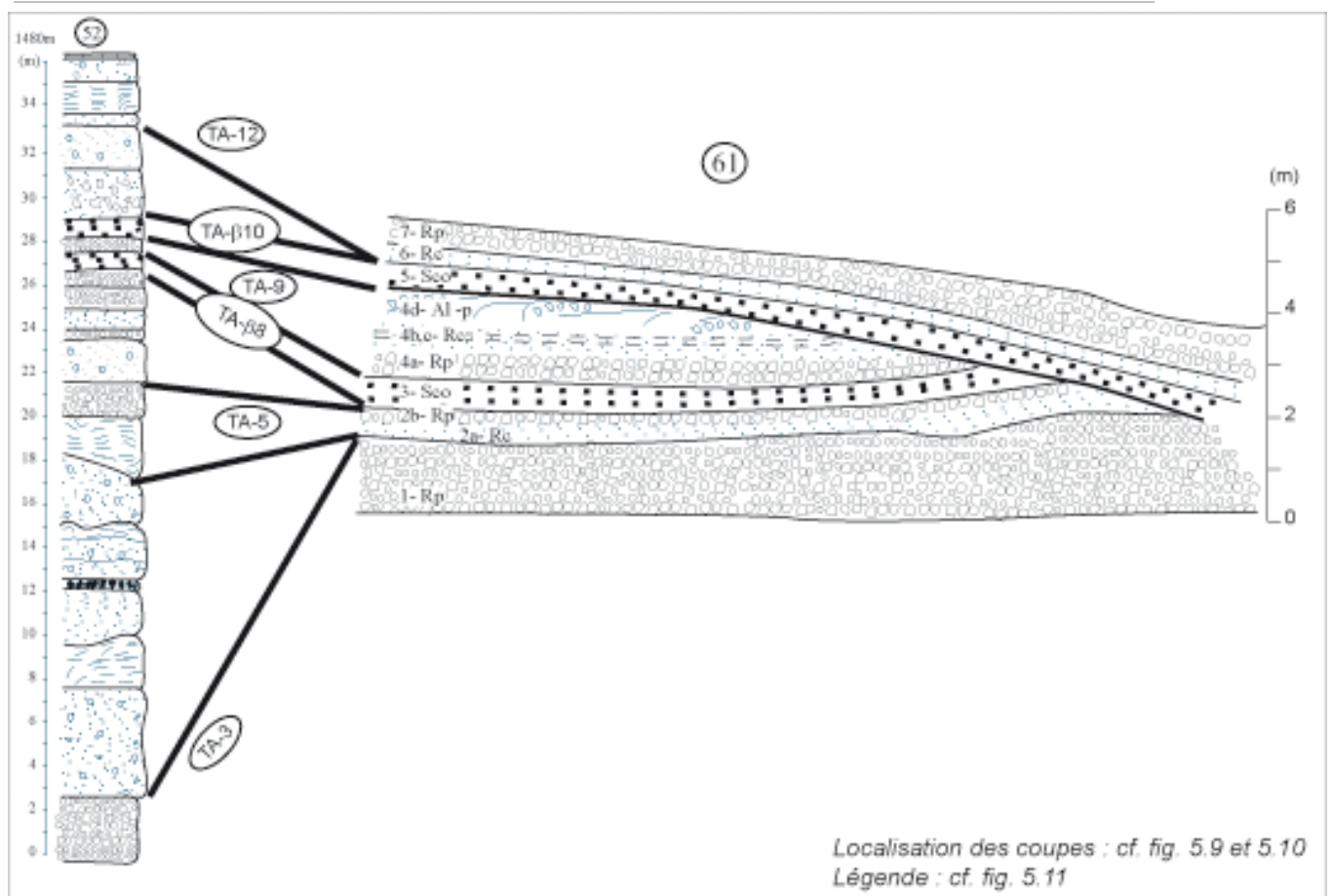


Fig. 5.12 - Recouplement des pyroclastites syn-caldeira (TA-3 à TA-9) par les pyroclastites terminales (TA-β10 à TA-12), (Complexe d'Acigöl, site 61)

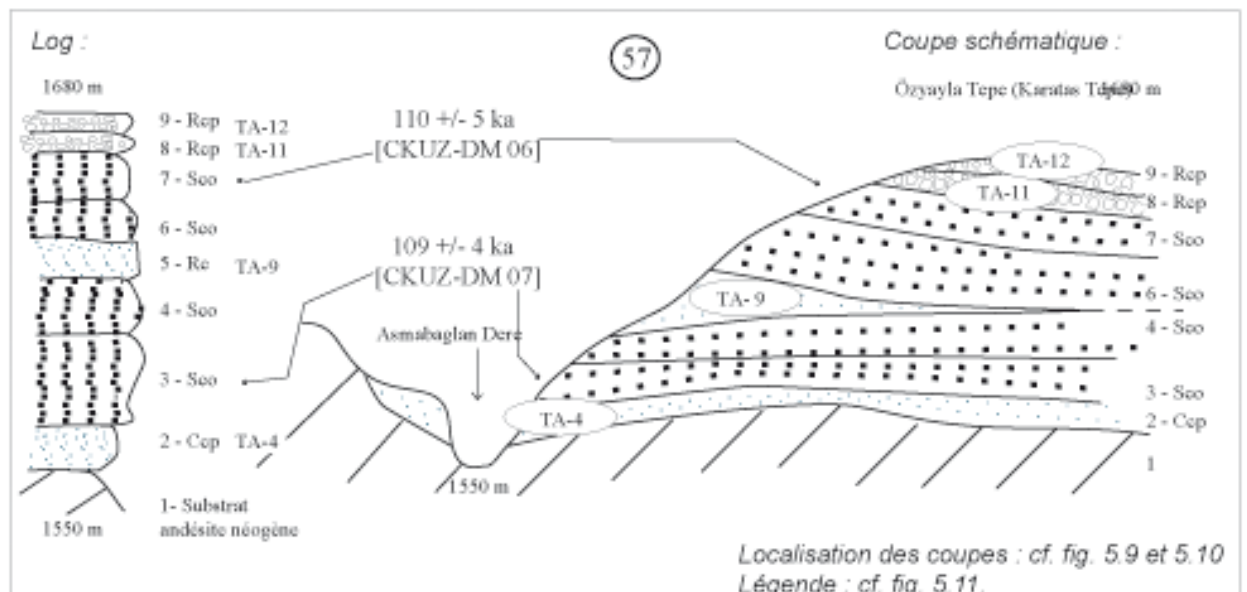


Fig. 5.13 - Age des pyroclastites syn-caldeira terminales du complexe d'Acigöl

L'écoulement pyroclastique TA-4 repose sur une obsidienne datée de 160 ka (cf. *supra*, 5.2.3.4). La coupe du site 57 indique que la base des pyroclastites syn-caldeira (TA-3 à TA-7) est antérieure à 110 ka, alors que le sommet (TA-11 & 12) est postérieur. La retombée TA-9 est datée d'environ 110 ka (fig. 5-13).

5.2.4– Les pyroclastites des maars et dômes rhyolitiques

En plus de l'Asmadağı Tepe, décrit ci-dessus (5.2.3.4), six dômes rhyolitiques ont été extrudés. Deux d'entre eux, le Susamsivrisi Tepe et le Kuzey Tepe sont localisés au nord-est du complexe, et en dehors de la caldeira. Les quatre autres sont localisés dans et sur le pourtour de la caldeira (fig. 5.10). Parmi les pyroclastites associées à ces dômes rhyolitiques, les déferlantes témoignent d'activités phréatomagmatiques antérieures à l'extrusion de la plupart des dômes.

5.2.4.1 – Susamsivrisi Tepe et Kuzey Tepe : les dômes du nord du complexe

Deux dômes rhyolitiques sont localisés au nord du complexe rhyolitique : le Susamsivrisi Tepe, et le Kuzey Tepe. Ils culminent respectivement à 1438 m et 1426 m, soit environ 200 m au-dessus du plateau qu'ils dominent. Ces deux dômes présentent une morphologie moins fraîche (dômes surbaissés, importance de l'érosion linéaire), que les dômes situés à l'intérieur de la caldeira (Kocadağ, Korudağ, Güneydağ et Kaleci Tepe). Pour le premier, l'absence de coupes n'a pas permis d'en décrire les produits. En revanche, les coupes des sites 82 et 83 permettent d'observer les produits du Kuzey Tepe et leur relation avec les pyroclastites syn-caldeira.

A l'est du dôme, au site 82, une carrière montre les produits proximaux suivants (fig. 5.14) :

La base de la coupe montre une formation à gros blocs décimétriques de rhyolite et d'obsidienne. Au dessus, des déferlantes sont visibles : la formation présente un litage caractéristique, avec des lits plus ou moins riches en cendres ou en lapilli, et des figures de souffle. On note l'absence de produits vésiculés ; les lithiques sont composés de rhyolites et d'obsidiennes.

Aux site 83A et 83B, sur le flanc sud de l'édifice, une coupe présente à la fois les formations syn-caldeira et les pyroclastites du dôme. En position déprimée, on observe la coulée à cendres et lapilli ponceux TA-4 :

La formation est massive, comportant des lapilli d'obsidienne et de rhyolite baignant dans une abondante matrice cendreuse de couleur rosâtre, ainsi que des ponces à vésicules orientées aphyriques de 3 à 4 centimètres de grand axe. Cette formation est érodée par un chenal rempli

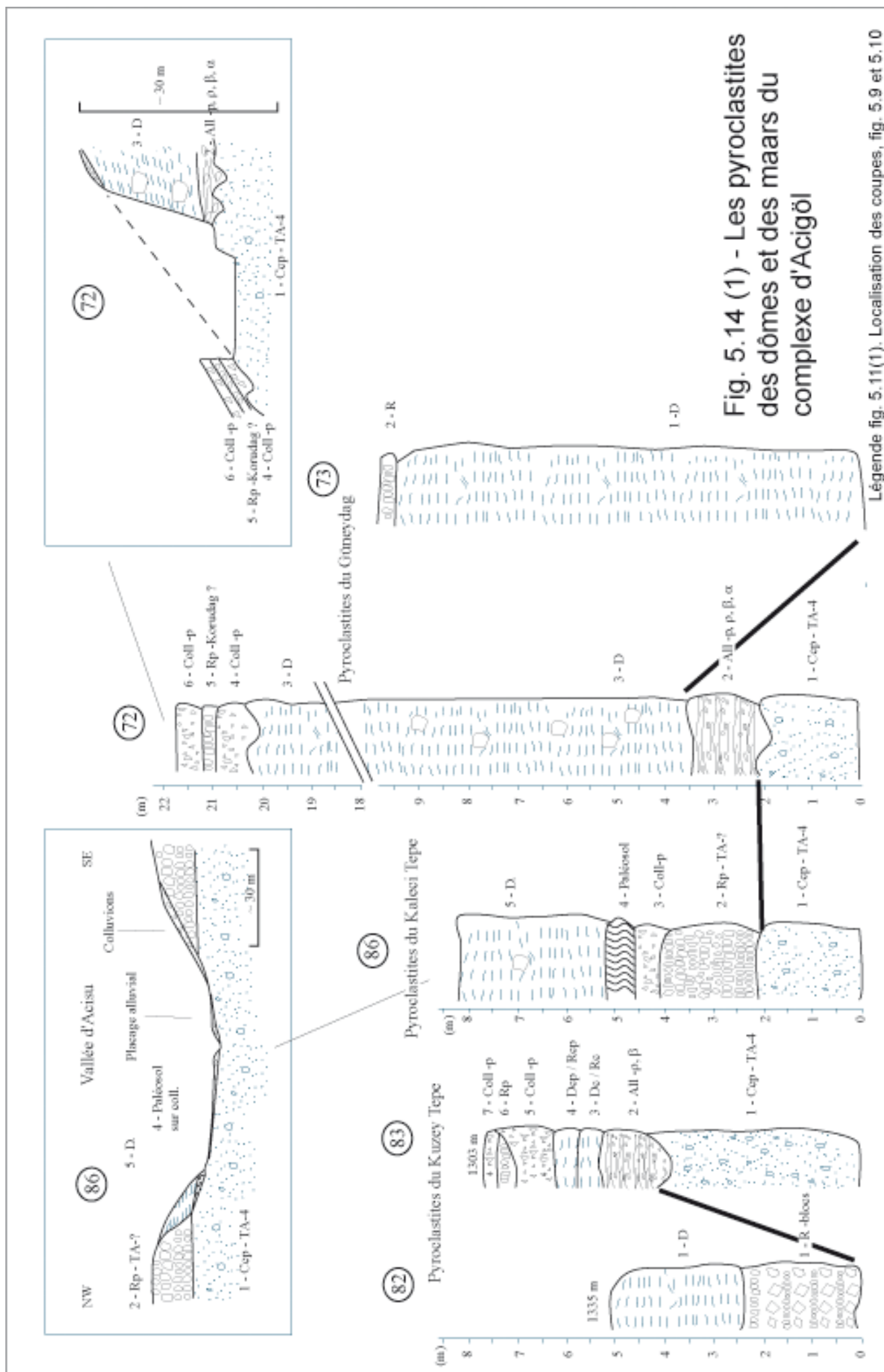


Fig. 5.14 (1) - Les pyroclastites des dômes et des maars du complexe d'Acigöl

Légende fig. 5.11(1). Localisation des coupes, fig. 5.9 et 5.10

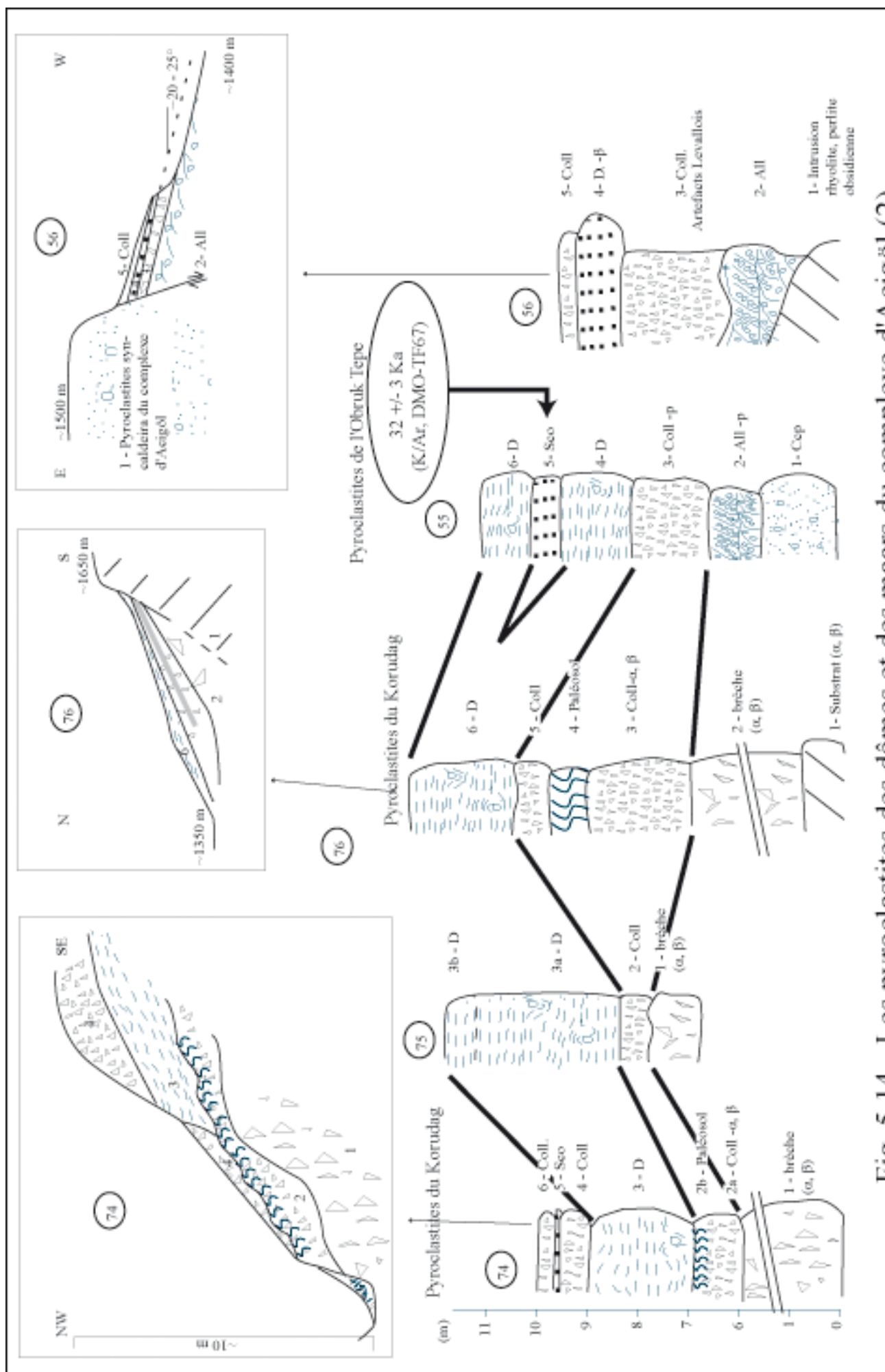


Fig. 5.14 - Les pyroclastites des dômes et des maars du complexe d'Acigöl (2)

Légende fig. 5.11(1). Localisation des coupes, fig. 5.9 et 5.10

d'alluvions riches en gravillons de scories basaltiques, de rhyolite et d'obsidienne qui remanient les produits syn-caldeira.

Une quinzaine de mètres au dessus, au site 83B, on observe des produits cendreux, puis ponceux, à ponces très denses, microvésiculées, et à rares lithiques (rhyolites). La faible épaisseur de l'affleurement rend difficile de dire s'il s'agit de produits phréato-magmatiques ou de produits pliniens (retombées).

Les pyroclastites du site 83B sont recouvertes par une unité de remaniement comportant des blocs de rhyolite, de perlite et d'obsidienne pris dans une abondante matrice cendreuse ; la formation ne présente aucune organisation. Parfois, on observe des pyroclastites *in situ* interstratifiées dans cette unité sommitale, indiquant qu'elle s'est mise en place en plusieurs épisodes, contemporains de l'activité volcanique. En outre, de petites failles normales de rejets pluri-décimétriques témoignent probablement de l'extrusion du dôme. Nous interprétons cette formation de remaniement comme une épiciastite ; cependant l'absence de structure sédimentaire caractéristique semble exclure qu'il s'agisse d'un lahar.

Si le contact entre les formations syn-caldeira (TA-4) et les produits du dôme est difficilement visible, la position morphologique des deux groupes de pyroclastites indique, cependant, **que les coulées à cendres et lapilli ponceux TA-4 sont emboîtés dans les formations du dôme**. Cette interprétation implique i) que le dôme est antérieur à la caldeira et ii) qu'il est également situé à l'extérieur de la caldeira, ce qui implique que la limite de cette dernière passe plus au sud. En outre, l'empâtement du dôme par l'écoulement pyroclastique expliquerait l'aspect surbaissé du Kuzey Tepe.

5.2.4.2 – Le Kocadağ

Le Kocadağ est accolé à l'Asmadağı Tepe. Culminant à 1689 m, c'est l'édifice le plus élevé du complexe. Sa partie sommitale comprend un cratère, ouvert en direction du sud, par lequel s'est échappée une coulée à cendres et blocs, décrite par Le Pennec *et al.* (1994). A l'exception de ces produits péléens, nous n'avons pas découvert de pyroclastites associées à ce dôme. En revanche, sa partie orientale est entourée d'un dyke annulaire d'obsidienne qui a livré un âge K/Ar de 93 ± 2 ka (DAM126). Un échantillon d'obsidienne provenant du dôme du Kocadağ lui-même avait été daté par Bigazzi *et al.* (1993) de 77 ± 14 ka, par la méthode des traces de fission.

5.2.4.3 – Le Güneydağ et le maar d'Eski Acıgöl

Les pyroclastites associées au dôme du Güneydağ sont visibles aux sites 72 et 73. La carrière ouverte dans le flanc sud du Güneydağ (site 72) présente les déferlantes du maar à l'intérieur duquel le dôme du Güneydağ lui-même a été postérieurement extrudé.

A la base de la coupe du site 72, le « substrat » (unité 1) est constitué par les écoulements pyroclastiques syn-caldeira TA-4. Le contact avec les alluvions sus-jacentes (unité 2) est très irrégulier. La carrière montre ensuite des déferlantes sur plus de 20 m d'épaisseur. La taille des éléments et les structures sédimentaires indiquent qu'il s'agit de faciès proximaux.

Le cortège pétrographique des alluvions (unité 2) associe des rhyolites, des obsidiennes, des roches vertes, des andésites et des basaltes. Certains galets sont réduits à l'état de fantômes par l'altération. Les ponces sont rares. Les éléments font 2 à 3 cm de grand axe, rarement 5 cm. Ils sont généralement sub-arrondis à anguleux. Les alluvions présentent un litage centimétrique, avec une structure *clast-supported*, et parfois des lentilles *openwork*. On observe également des lentilles de matériel sableux, riches en cendres. Ces alluvions proviennent de l'érosion de l'ensemble des reliefs environnants (Erdaş Dağ et collines de Göbekli Tepe).

Les déferlantes (unité 3, photo 4.10) qui fossilisent ces alluvions présentent les caractéristiques de faciès proximaux, avec, parmi la fraction xénolitique, de nombreuses bombes de plus de 1 m de grand axe, composées de granit et surtout de diabases, dont l'impact a déformé les couches sous-jacentes (*bomb sag*). En outre, des lits cendreaux de couleur rougeâtre témoignent de la remobilisation des écoulements pyroclastiques syn-caldeira (TA-4) lors du fonctionnement phréatomagmatique. Les produits vésiculés sont quasiment absents, ce qui est également caractéristique des déferlantes phréatomagmatiques, dans leur phase initiale du moins.

Le litage montre une alternance de niveaux cendreaux et de niveaux à lapilli et à bombes. Cette formation présente une structure fortement inclinée vers le sud (opposée au centre du maar). De petites failles de rejets métriques affectent l'ensemble des couches et ont probablement fonctionné lors de l'effondrement progressif du diatrème, puis lors de l'extrusion postérieure du dôme rhyolitique.

Les déferlantes phréatomagmatiques sont fossilisées par des colluvions (unité 4) qui épousent la paléotopographie de l'anneau de tuf (inclinaison d'environ 30°). Ces colluvions ont une structure massive, avec une abondante matrice cendreuse qui emballe des blocs provenant des déferlantes (rhyolites, obsidiennes, diabases...).

Au dessus, on observe de nouvelles pyroclastites (unité 5). A l'est de la carrière, celles-ci reposent sur les colluvions, alors qu'à l'ouest elles reposent directement sur les déferlantes (unité 3) en les recoupant en biseau.

Cette formation atteint 1,5 m d'épaisseur. Elle est composée en grande majorité de matériel vésiculé, de la taille de lapilli. Parmi les lithiques, les rhyolites et les perlites dominent, les obsidiennes sont rares. Cette formation présente un granoclassement formant des lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Cette formation est de nouveau recouverte par des colluvions (unité 6) identiques à celles de l'unité 4.

Les déferlantes sont également visibles au nord du dôme rhyolitique (site 73). L'ensemble des caractéristiques sédimentologiques indique que les formations du site 73 sont localisées en position distale, alors que les formations du site 72 montrent des faciès proximaux. L'épaisseur des déferlantes y est moindre (environ 10 m), la granulométrie est moins grossière et les bombes métriques de diabase sont rares.

Ces coupes du site 73 se situent en périphérie du maar d'Eski Acıgöl, situé immédiatement au nord du dôme du Güneydağ (photo. 4.10). Ces produits ont été décrits et étudiés par Kazancı *et al.* (1995). En raison de la position des déferlantes par rapport au maar d'Eski Acıgöl, les auteurs indiquent qu'il s'agit des produits du maar d'Eski Acıgöl lui-même qui recouperait le maar du Güneydağ. En fait, nos observations indiquent que les déferlantes du site 73 sont identiques à celles du site 72, et appartiennent bien au maar antérieur au dôme du Güneydağ (cf. *infra*, chap. 8). Le maar d'Eski Acıgöl est postérieur aux dépôts des sites 72 et 73, ainsi qu'à l'extrusion du dôme rhyolitique (cf. *infra*, fig. 8.3).

Cependant, le sommet des coupes du site 73 montre des produits d'une trentaine de centimètres d'épaisseur recouvrant les déferlantes. Il s'agit de pyroclastites riches en cendres et en lapilli de rhyolite et d'obsidienne. **La richesse en feldspath (andésines, cf. fig. 5.7) de la matrice cendreuse permet de les distinguer des produits du maar du Güneydağ et caractérise les produits du Kaleci Tepe.**

5.2.4.4 – Les produits du Kaleci Tepe

Le Kaleci Tepe est un dôme rhyolitique extrudé au milieu d'un anneau de tuf, dont la morphologie est particulièrement fraîche et bien conservée. Aucune coupe ne permet d'observer les produits proximaux de l'anneau de tuf. En revanche, des affleurements sont visibles le long du Çay Dere (sites 85, 86 et 87). Au site 85, en rive droite de l'oued, les produits du Kaleci Tepe sont emboîtés dans les pyroclastites syn-caldeira et présentent un pendage vers le centre de la vallée. Ils moulent donc une paléotopographie dont la morphologie indique que la vallée était déjà creusée lors du dépôt des produits du Kaleci Tepe. Le fond de la vallée est creusé dans les coulées à cendres et lapilli ponceux TA-4, alors que le sommet des versants montre les formations pyroclastites syn-caldeira postérieures.

Au site 85, les produits du Kaleci-Tepe reposent sur la coulée rosâtre à cendres et lapilli ponceux TA-4, surmontée par les colluvions sur lesquelles est développé un paléosol. Au dessus, la coupe montre les pyroclastites du Kaleci Tepe sur environ 3 mètres de haut. Les produits vésiculés sont de grosses ponces filandreuses aphyriques de quelques centimètres de grand axe. Parmi les lithiques, on note d'abondantes rhyolites et obsidiennes. Surtout, le cortège se caractérise par de nombreux blocs de granit à feldspaths porphyriques. Ces blocs de moins de 5 cm ont généralement une couleur orangée et sont très altérés, au point d'être parfois de véritables fantômes. Ils libèrent alors des cristaux de feldspath qui se retrouvent en abondance dans la matrice cendreuse. En se rapprochant de l'événement, ces blocs sont plus

volumineux et peuvent atteindre 1 mètre de diamètre au site 85. Ces blocs témoignent de la nature du substrat, et ont été arrachés du conduit volcanique lors de l'éruption.

Au sommet de ces pyroclastites, on note un mince lit de 3 à 5 cm d'épaisseur, uniquement composé de lapilli et de cendres d'obsidienne. Celui-ci forme un horizon-repère qui permet de suivre les déferlantes/retombées du Kaleci Tepe tout le long du versant de l'oued (site 87, par exemple).

5.2.4.5 – Les produits du Korudağ fossilisent le « mur » méridional de la caldeira

Les produits du maar du Korudağ sont visibles au site 74. Il s'agit du faciès proximal des déferlantes du maar, dont les caractéristiques sédimentologiques sont les suivantes : rareté des produits vésiculés et importance des lithiques (rhyolite et perlite, obsidienne, roche du socle – majoritairement des diabases, andésite et basalte), nombreuses bombes atteignant 50 cm de grand axe, organisation litée du matériel, avec parfois des ondulations (dunes et anti-dunes) liées à l'effet de souffle.

Le sommet des déferlantes montre un enrichissement en produits vésiculés : il s'agit de ponces très denses, à vésicules orientées (faciès pseudo-fibreux) et parfois à plus grosses vésicules inorganisées, toujours aphyriques. Les ponces représentent environ 70 à 80 % du matériel ; les lithiques sont des rhyolites et des obsidiennes : les roches du socle sont beaucoup plus rares.

Ces déferlantes atteignent 8 mètres d'épaisseur, et reposent sur une formation sableuse colluviale qui recouvre un conglomérat induré. Celui-ci est mieux visible sur la coupe 75, située dans une ravine en contrebas de la précédente. A la base (unité 1), on observe un conglomérat induré, épais d'environ 5 mètres et composé de blocs anguleux d'andésite et de basalte de taille pluri-décimétrique et parfois métrique. Cette formation est recouverte par des colluvions limoneuses (unité 2) emballant quelques rares blocs d'andésite et de basalte, et dont le sommet est pédogénésé (2a). Les déferlantes du maar du Korudağ (3) fossilisent ces colluvions. Elles sont elles-mêmes recouvertes par une formation de versant (4), à l'intérieur de laquelle se trouve une retombée basaltique (unité 5). Celle-ci est composée de cendres noires, et comporte quelques lapilli ponceux : elle n'est probablement pas totalement en place.

D'après les observations menées au site 76, le conglomérat est une brèche tectonique, consécutive à l'effondrement de la caldeira d'Acigöl et contemporaine de la mise en place des grands écoulements pyroclastiques (TA-4). Ensuite, l'activité volcanotectonique a connu un répit suffisamment long pour qu'un sol se développe sur les colluvions. Dans un second temps, les déferlantes du maar du Korudağ ont fossilisé une grande partie de l'escarpement créé par l'effondrement de la caldeira.

Les coupes du site 76 sont situées dans un vallon drainé par un oued descendant du massif andésitique néogène de l'Erdaş Dağ.

Le conglomérat est particulièrement hétérométrique, et comporte des blocs anguleux très grossiers, dépassant 1 m de grand axe. Cette formation atteint une dizaine de mètres

d'épaisseur et fossilise le versant andésitique. Le conglomérat est recouvert par des colluvions en partie pédogénéisées puis par les pyroclastites du Korudağ. Les caractéristiques du conglomérat (hétérométrie, blocs très grossiers, anguleux) indiquent qu'il s'agit d'une brèche tectonique, probablement liée à l'effondrement de la caldeira

Une succession comparable est visible au site 78, en contrebas de l'escarpement.

La base des coupes présente une retombée cendreuse d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, rapportée aux produits pyroclastiques syn-caldeira. Par dessus, on observe une formation à blocs d'andésite et de basalte, sur laquelle s'est développé un paléosol, lui-même surmonté par des colluvions. Ensuite, on observe des pyroclastites épaisses de 3 à 4 m. Des colluvions et des alluvions recouvrent l'ensemble de ces formations, en remplissant des chenaux qui érodent les formations sous-jacentes. Toutes ces formations sont inclinées vers le nord et moulent un paléoversant.

Les pyroclastites sont constituées d'une alternance de lits cendreaux et de lits à petits lapilli. Dans ces derniers, les ponces forment 70 % des éléments environ, et ont un faciès à vacuoles allongées, de type pseudo-fibreux ; elles sont aphyriques. Les lithiques sont essentiellement composés de rhyolite et d'obsidienne, avec accessoirement des roches du socle (diabase), ainsi que des laves peu différenciées (basalte et/ou andésite). D'un point de vue génétique, les caractéristiques sédimentologiques et la nature du matériel permettent de dire qu'il s'agit de produits phréato-pliniens du Korudağ.

Les coupes du site 55 apportent un important jalon chronologique. Les coulées à cendres et lapilli ponceux (TA-4) constituent la base de ces coupes et sont surmontées par des alluvions et des colluvions. **Les déferlantes du maar du Korudağ reposent sur ces formations détritiques et sont interstratifiées avec des déferlantes à scories basaltiques.** Les déferlantes ont une épaisseur maximale de trois à quatre mètres. **L'édifice basaltique le plus proche, l'Obruk Tepe situé à 500 m à l'est, a livré un âge K/Ar de 32±3 ka (DMO-TF67).** L'interstratification des produits indique que l'Obruk Tepe et le maar du Korudağ ont connu un fonctionnement synchrone.

A la suite de l'activité phréato-magmatique responsable de la mise en place de l'anneau de tuf autour du maar du Korudağ (sites 74 et 75) et de projections plus lointaines (sites 53 et 55), le dôme du Korudağ lui-même a été extrudé. L'activité pyroclastique s'est poursuivie par le dépôt, au site 79, de produits phréato-pliniens. Ils sont visibles sur le flanc sud-ouest du dôme et présentent une structure litée (lits décimétriques), fortement inclinée et moulant la topographie du dôme. Les pyroclastites ne sont plus composées que de produits ponceux : petits lapilli de ponces, à vésicules orientées, relativement denses, aphyriques. Les lithiques sont rares, composés de perlites, de rhyolites, d'obsidienne.

La similitude de la signature géochimique des éléments majeurs des différents dômes post-caldeira, rend difficile toute corrélation. Cependant, le cortège pétrographique permet de rapporter, avec une grande certitude, ces produits terminaux à ceux que nous avons observés au site 72, interstratifiés dans des colluvions fossilisant les déferlantes du maar du Güneydağ.

Les produits du site 76 correspondent donc à une activité terminale, postérieure à l'extrusion du dôme, et montrent que l'extrusion du dôme du Korudağ est postérieure au fonctionnement du maar du Güneydağ.

5.2.4.6 – Un téphra rhyolitique distal : la coupe de Kanlıağul

Sur les collines de Kumtepe, à l'est du complexe, des colluvions et des alluvions recouvrent les pyroclastites syn-caldeira. Aux sites 53 et 66A, des produits rhyolitiques sont interstratifiés dans ces formations détritiques (fig. 5.11) Ces niveaux sont épais d'environ 30 à 50 cm, et composés de lapilli de ponce. L'observation au microscope a montré qu'il s'agit essentiellement de produits amorphes (verre) éteints en lumière polarisée analysée (LPNA). Cependant, certains grains présentent une extinction incomplète et quasi « tournante » en LPNA. Ces grains ont donc des caractéristiques intermédiaires entre du verre amorphe et du quartz.

L'analyse géochimique montre que ces produits se différencient nettement des pyroclastites syn-caldeira sous-jacentes. En outre, la classification par l'analyse des fonctions discriminantes indique que ce téphra appartient au groupe Acıgöl post-caldeira.

En l'absence d'un assemblage caractéristique de lithiques, il ne nous a pas été possible de connaître l'origine de ce téphra. Nous pouvons juste observer que, parmi les maars et dômes post-caldeira, le Korudağ est celui dont les produits ont la plus grande extension : il s'agit donc du candidat le plus probable.

Le paléosol qui recouvre ce téphra a fait l'objet d'une datation ¹⁴C et a livré un âge de 29950±1080 ans BP (GIF-11550, annexe 5). Ce résultat se situe en limite de méthode et **nous pouvons donc en conclure que le paléosol et le téphra sous-jacent sont antérieurs à 29000 ans. Ce résultat reste concordant avec l'attribution de ce téphra au maar du Korudağ et avec l'âge K/Ar obtenu pour ses produits (32 ka).**

5.2.5 – L'activité basaltique

Plusieurs édifices stromboliens se situent dans et à proximité du complexe ; de nouvelles datations K/Ar (tabl. 5.10) permettent de disposer de jalons chronologiques. Au nord-est du complexe, deux cônes pré-datent son fonctionnement. Il s'agit du Kızıl Tepe, et du Karnıyarık Tepe, respectivement datés de 538 ± 12 ka (DAM-120) et de 618 ± 14 ka (CKUZ/DM-05). D'autres édifices enserrent le complexe au sud (Kızılcın Tepe, dont les produits ont été datés de 110 ka, cf. *supra* 5.2.3.2.4) et à l'est (Mercimek Tepe, Büyük et Küçük Tepe).

Trois édifices principaux se situent à l'intérieur même de la caldeira : le Kızıl Tepe, le Kızıl Tepe-Külüce, et l'Obruk Tepe. Le premier correspond à une série de deux cônes surbaissés dont le plus septentrional a livré un âge de 134 ± 3 ka (CKUZ/DM-03). Le Kızıl Tepe-Külüce a fourni un âge K/Ar de 154 ± 4 ka (CKUZ/DM-02). Nous reviendrons sur la signification de ces dates, qui post-datent le fonctionnement de la caldeira puisqu'elles proviennent de laves situées au cœur de la partie effondrée. L'Obruk Tepe est également un édifice complexe, qui associe au moins deux cônes stromboliens et un maar basaltique. Le cône le plus méridional, qui est recouvert par les déferlantes du maar, a été daté de 32 ± 3 ka (DMO-TF67).

Un autre maar basaltique, aujourd'hui masqué, a été identifié à l'est de la caldeira d'Acıgöl, en contrebas de la retombée occidentale des collines de Kumtepe. Au site 56, la partie supérieure des versants est formée par les pyroclastites syn-caldeira (unité 1). Les bas de versants sont formés par des alluvions (unité 2), des colluvions (unité 3) et des déferlantes basaltiques (unité 4). Le sommet de la coupe est constitué de colluvions plus récentes (unité 5), qui nappent l'ensemble du versant et qui remblaient, en partie, le fond de la dépression.

Cette coupe domine une topographie déprimée, dont la forme est quasi circulaire, et presque fermée. Cette disposition morphologique et l'absence d'un maar clairement identifié à proximité, permettent de penser que cette dépression est elle-même un ancien maar, remblayé par ses produits et par les colluvions postérieures.

Conclusion du chapitre 5 : Deux complexes rhyolitiques au fonctionnement similaire

Le complexe du Göllüdağ apparaît comme un massif formé de dômes rhyolitiques et de pyroclastites, culminant à 2172 m. Il est dominé, au sud-est, par les massifs andésitique et basaltique du Melendizdağ d'âge néogène et, à l'ouest, par le Şahinkalesi Tepe d'âge plio-quadernaire. Après une phase préliminaire discrète, le fonctionnement du complexe est marqué **par la mise en place de deux coulées pyroclastiques de grande ampleur** (TG-3 et TG-6). A l'ouest du Göllüdağ, elles ont recouvert le versant oriental du Şahinkalesi Tepe et remblayé les vallées plio-quadernaires. La coulée pyroclastique TG-3 se retrouve dans la partie sud-est du complexe, indiquant qu'elle a remblayé l'ensemble du fond de la caldeira. **Deux pyroclastites ponceuses sont associées à cette activité dont l'une (TG-5) comporte des déferlantes dont les feldspaths ont livré un âge de 1,3 Ma.**

La phase post-caldeira est responsable de la mise en place de retombées ponceuses et de l'extrusion des dômes rhyolitiques, dont les âges se situent autour de 1 Ma. Les retombées

ponceuses se retrouvent essentiellement au sud du complexe où elles moulent les paléotopographies de la plaine de Çiftlik à l'ouest, jusqu'à la plaine de Derinkuyu à l'est. **Après l'arrêt du fonctionnement volcanique du Göllüdağ, le complexe est recouvert par des produits provenant d'autres volcans actifs de Cappadoce : le Hasandağ et le complexe d'Acigöl.**

Le **complexe d'Acigöl** apparaît comme une dépression, dominée par le massif de l'Erdaş Dağ au sud, les collines de Göbekli Tepe à l'ouest, et de Kumtepe à l'est. Le complexe montre également une activité initiale très discrète, mais contrairement au Göllüdağ, il n'y a pas de hiatus temporel entre cette première activité et la mise en place des pyroclastites syn-caldeira. Cette seconde phase débute par l'éruption de trois unités d'écoulement (TA-4) suivies d'une activité plinienne. Les coulées à cendres et ponces (TA-4) s'étendent en direction du nord et de l'est où elles ont été canalisées par le réseau hydrographique antérieur. **Les pyroclastites basales reposent sur une obsidienne intrusive datée de 160 Ka alors que les pyroclastites sommitales sont interstratifiées avec des scories basaltiques datée de 110 Ka.**

Malgré ces différences, les deux complexes rhyolitiques dont nous venons de décrire les produits montrent des similitudes. Ils présentent des dimensions comparables et leur activité s'est déroulée en trois phases : anté- syn- et post-caldeira. Dans les deux cas, la seconde phase, « syn-caldeira » correspond à la mise en place d'écoulements pyroclastiques, plus ou moins canalisés par le réseau hydrographique pré-existant. Enfin, la troisième phase correspond à l'extrusion des dômes rhyolitiques, généralement précédée par une activité phréato-magmatique. Les produits pyroclastiques sont alors d'ampleur beaucoup plus modeste.

Chapitre 6 :

Géochronologie des complexes rhyolitiques quaternaires de Cappadoce

Les travaux réalisés sur les obsidiennes de Cappadoce ont fourni quelques éléments pour la chronologie du volcanisme quaternaire régional (Bigazzi *et al.*, 1993, 1997 & 1998 ; Chataigner *et al.*, 1998). Cependant, aucune étude ne s'est encore intéressée au fonctionnement volcanique du complexe du Göllüdağ. Or, nous avons montré dans le chapitre précédent que le massif du Göllüdağ ne correspond pas à la simple extrusion de dômes rhyolitiques juxtaposés, mais est un véritable complexe rhyolitique associant pyroclastites, extrusions et destructions de dômes, effondrement de la partie centrale du complexe. Pour la première fois, nous présentons une évolution chronologique de ce volcanisme du Pléistocène moyen.

Concernant le complexe rhyolitique d'Acıgöl, une première chronologie a été proposée par Druitt *et al.* (1995) sur la base de leurs observations stratigraphiques et des dates réalisées par Bigazzi *et al.* (1993). Malgré des divergences avec Druitt *et al.* (1995) dans l'interprétation stratigraphique, nous confirmons l'évolution en deux temps de la caldeira d'Acıgöl. Les nouvelles dates présentées ici permettent, en outre, de préciser encore le cadre chronologique de ce complexe du Pléistocène supérieur.

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord les méthodes utilisées pour établir le cadre chronologique, ainsi que les limites méthodologiques auxquelles nous avons été confronté. Dans un deuxième temps, nous présentons les résultats et la chronologie des complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl.

6.1 – Etablissement du cadre chronologique

Le cadre temporel de la présente étude repose d'abord sur l'établissement d'une chronologie « relative » fondée sur les observations stratigraphiques et les corrélations à longue distance. Ensuite, une vingtaine de dates radiométriques nouvelles, K/Ar, Ar/Ar et ¹⁴C permettent de préciser l'âge des formations, ainsi que les rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques.

6.1.1 – Chronologie « relative »

Même si le matériel s’y prêtait, il serait impossible de dater l’ensemble des téphras, pour des raisons de temps comme de coût des analyses. Il est donc essentiel de réaliser une chronologie relative des pyroclastites, reposant sur les relations stratigraphiques observées sur le terrain et sur les caractérisations effectuées en laboratoire.

Une telle chronologie repose sur les principes fondamentaux de la stratigraphie (principes de continuité et de superposition). Ceux-ci doivent cependant être adaptés à l’analyse des formations superficielles quaternaires, ainsi qu’aux spécificités de la sédimentation en domaine volcanique, comme nous l’a montré l’exemple du site 65 du complexe d’Acıgöl (cf. *supra*, fig. 4.2).

Une telle chronologie est également utile lorsque les mesures des âges sont impossibles, notamment faute de matériel datable. Ainsi, les observations stratigraphiques permettent de préciser la chronologie du fonctionnement des dômes et maars de l’ouest du complexe d’Acıgöl (Güneydağ, Eski Acıgöl, Kaleci Tepe, Korudağ ; cf. *infra* chap. 8), alors même que les âges par traces de fission (Bigazzi *et al.*, 1993) sont identiques (~ 20 Ka) et que les rhyolites perlitiques sont impropres à la mesure des âges K/Ar.

6.1.2 – Chronologie fondée sur les méthodes isotopiques

Afin d’obtenir des jalons chronologiques, nous avons utilisé différentes méthodes de datation isotopique : deux techniques fondées sur les isotopes de l’argon et la méthode carbone 14. Il ne s’agit pas ici de décrire ces méthodes dans le détail, mais de montrer leur intérêt dans l’étude du volcanisme et des pyroclastites, ainsi que leurs limites

6.1.2.1 – Les isotopes de l’argon

Dix-huit échantillons ont été datés par la méthode K/Ar au Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette) par H. Guillou ; un échantillon a été daté par Ar/Ar au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand par N. Arnaud. L’ensemble des résultats analytiques est donné en annexe.

6.1.2.1.1 – Datations potassium - argon

La méthode K/Ar repose sur la désintégration complexe du potassium 40 (⁴⁰K) en calcium 40 (⁴⁰Ca) et argon 40 (⁴⁰Ar). Elle s’applique classiquement aux roches âgées de cent mille ans à plusieurs millions d’années. Son développement au CFR, puis au LSCE a permis une application aux périodes les plus récentes (~ 10000 ans, Cassignol *et al.*, 1978 ; Cassignol &

Gillot, 1982). L'équation d'âge repose sur le rapport entre la quantité d'argon 40 produit par désintégration ($^{40}\text{Ar}^*$: radiogénique), et la quantité de potassium 40, en fonction des constantes de désintégration. Pour que l'équation d'âge soit opérante, quatre conditions doivent être remplies (Dalrymple & Lanphere, 1969) :

- i) la désintégration de ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca est constante au cours du temps ;
- ii) la proportion des différents isotopes du potassium est constante ;
- iii) le système est resté clos au cours du temps, sans ajout ou perte en potassium ou en argon ;
- iv) l'argon de l'échantillon n'a donc que deux origines : atmosphérique ou radiogénique.

Pour que la condition iii) soit remplie, le matériel daté doit être sain et non altéré et il ne doit pas y avoir eu d'échange depuis la fermeture du système (i.e. : cristallisation de la roche).

La phase retenue pour les mesures de potassium et d'argon est **la pâte microcristalline dépourvue de verre, car cette phase a cristallisé rapidement après l'éruption et est la moins susceptible de contenir de l'argon en excès**. Pour obtenir des aliquotes pures et homogènes de pâte microcristalline, les échantillons ont été broyés et tamisés à la fraction 0,250-0,125 mm. Les éventuelles phases d'altération ont été éliminées par attaque acide ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$ 1N) aux ultrasons. Les phénocristaux (olivines, pyroxènes, feldspaths) sont éliminés de la fraction broyée par tris densimétriques (mélange diiodométhane/acétone, bromoforme/éthanol) car ils sont des porteurs potentiels d'argon hérité de la chambre magmatique (Dalrymple et Lanphere, 1969) et peuvent entraîner une erreur par excès sur les âges, supérieurs à la marge de l'erreur analytique.

Pour notre étude, **la principale limite de cette méthode est l'impossibilité de dater les téphras eux-mêmes**. Les verres de ponces sont trop facilement altérables pour pouvoir être daté. **Les dates K/Ar ont été réalisées sur des laves en place qui, replacées dans la stratigraphie, constituent des jalons chronologiques.**

6.1.2.1.2 – La méthode argon – argon

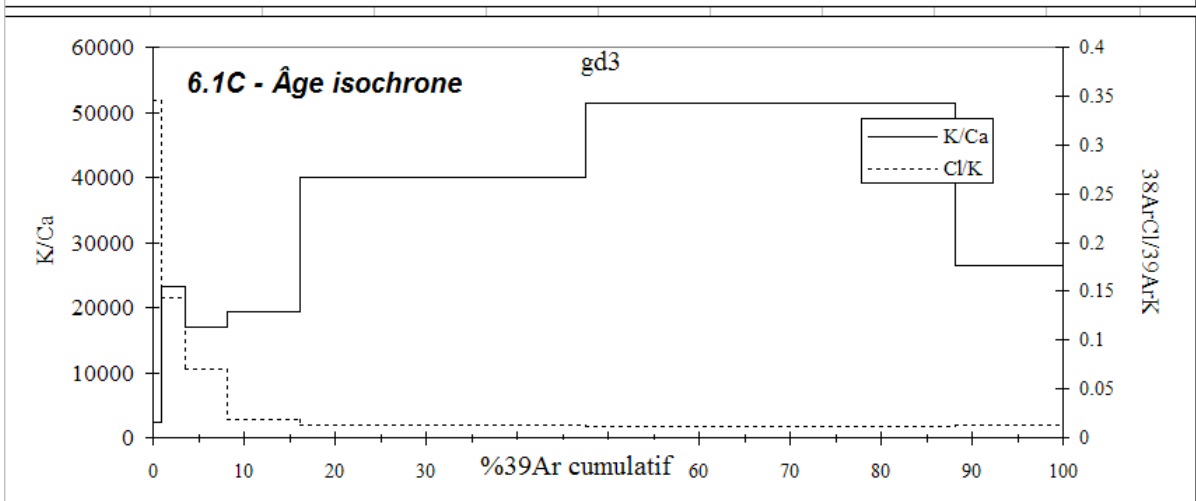
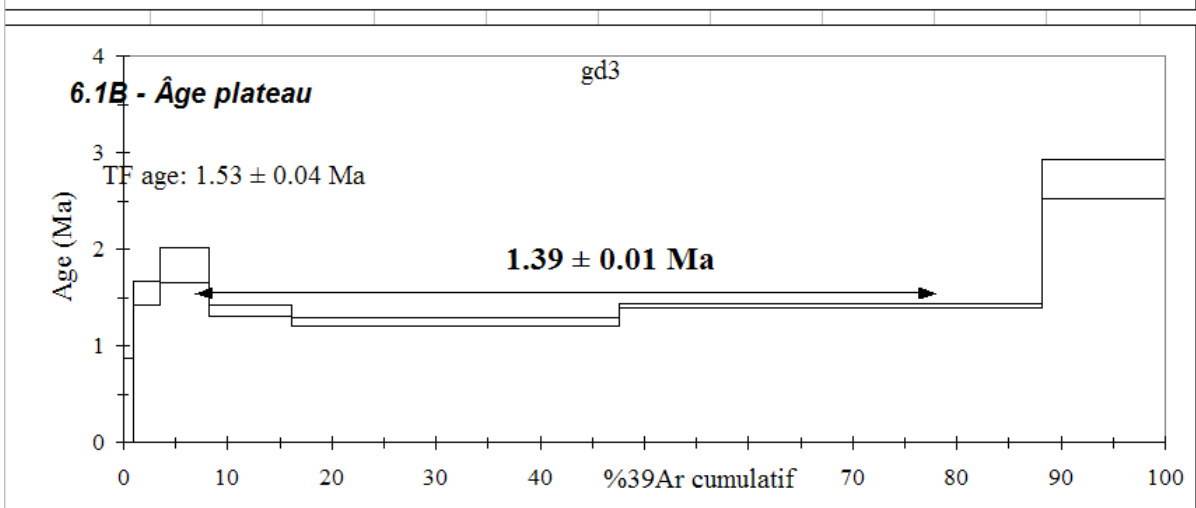
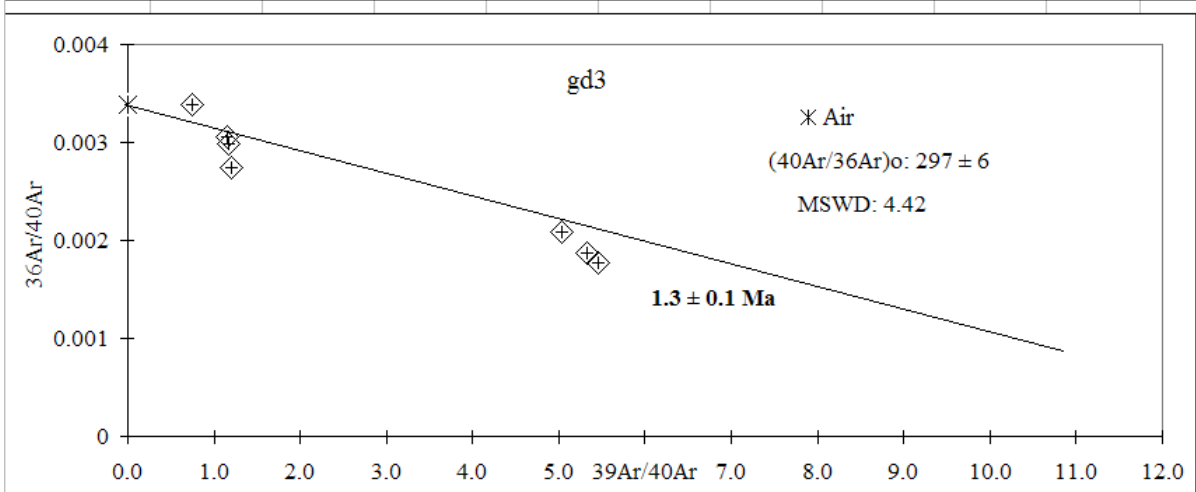
L'irradiation contrôlée d'un échantillon permet sa datation par l'analyse des isotopes argon 40 (^{40}Ar) et argon 39 (^{39}Ar). En effet, la désintégration du ^{39}K libère un isotope de l'argon qui n'existe pas dans la nature, l'argon 39 ($^{39}\text{Ar}^*$). A condition de connaître le rendement de la réaction $^{39}\text{K} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$, la mesure de la concentration de ^{39}Ar permet donc de connaître celle du ^{40}K puisque le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant (Arnaud, 1998).

Fig. 6.1 - Age Ar/Ar du téphra TG5 (Göllüdag) Cf. photo. 4.1

Echantillon TG-3, site 21, unité 5 (cf. fig. 5.4 et photo. 5.1)

6.1A - résultats analytiques

Temperature °C	40Ar/39Ar	38Ar/39Ar	37Ar/39Ar	36Ar/39Ar (10-3)	39Ar 10-4) moles	F39Ar released	%40Ar*	40Ar*/39Ar	Age Ma	± 1 σ Ma
GD3		K-feldspar		J= 0.008841						
700	1.328	0.346	0.001	4.490	0.59	0.96	1.98	0.03	0.42	0.46
800	0.865	0.144	0.000	2.649	1.56	3.49	11.18	0.10	1.54	0.13
900	0.854	0.071	0.000	2.549	2.86	8.14	13.50	0.12	1.84	0.18
1000	0.188	0.019	0.000	0.352	4.96	16.19	45.54	0.09	1.36	0.05
1100	0.199	0.013	0.000	0.416	19.33	47.56	39.32	0.08	1.25	0.05
1200	0.183	0.012	0.000	0.326	24.98	88.13	48.43	0.09	1.42	0.02
1400	0.837	0.013	0.000	2.297	7.31	100.00	20.41	0.17	2.72	0.20



Par rapport à la méthode K/Ar, la première originalité de la méthode Ar/Ar est que l'irradiation artificielle de l'échantillon produit un isotope (^{39}Ar) du même élément que le fils issu de la désintégration naturelle (^{40}Ar). Les mesures sont donc réalisées simultanément et sur le même aliquote. Cela permet notamment de travailler sur une très faible quantité de matière. Cette méthode est donc particulièrement adaptée à la datation des téphras. Elle suppose cependant la présence de minéraux riches en potassium. Les feldspaths alcalins et, dans une moindre mesure les amphiboles et les biotites, se prêtent bien à cette méthode à condition que les minéraux soient sains.

La deuxième originalité de cette méthode est la mesure de la concentration en ^{40}Ar et ^{39}Ar à différents paliers de température. On obtient ainsi une série d'âges en fonction du dégazage en argon de l'échantillon aux différentes températures. Ces âges font alors l'objet de traitements statistiques afin de déterminer l'âge plateau et l'âge isochrone.

Seul l'échantillon, GD3, provenant des déferlantes TG-5 du site 21 (photo. 4.1, fig. 5.1 et 5.4) au sud du complexe du Göllüdağ a pu être daté parce qu'il contenait des feldspaths (andésine et albite). Les résultats des mesures d'âge des feldspaths GD3 sont donnés dans la figure 6.1. L'âge plateau (fig. 6.1B) est la moyenne de la quantité de ^{39}Ar libérée à chaque palier de température : ici **1,39 ± 0,01 Ma**. L'âge isochrone (fig. 6.1C) est une régression linéaire dans le plan $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$: les points s'alignent selon une droite dont la pente est proportionnelle à l'âge : ici $1,3 \pm 0,1$ Ma.

6.1.2.2 – L'utilisation du carbone 14 et ses limites

6.1.2.2.1 – Principes de la technique ^{14}C

La technique de datation par ^{14}C repose sur la présence, dans tout être vivant, d'une quantité de ^{14}C d'origine atmosphérique, intégré par l'organisme par photosynthèse ou respiration. Après la mort de l'organisme, le ^{14}C n'est plus renouvelé et sa radioactivité décroît avec une demi-vie d'environ 5700 ans.

La production de ^{14}C dans l'atmosphère n'est pas parfaitement constante. Les âges apparents, comptés BP doivent donc être calibrés, afin de tenir compte de cette variation. La comparaison des âges ^{14}C avec ceux obtenus par d'autres techniques (dendrochronologie, datation U/Th des coraux, ou comptage des varves lacustres) permet de proposer la correction des âges ^{14}C BP. Après correction, il est aujourd'hui d'usage d'exprimer les âges ^{14}C en dates calibrés, BC (*Befor Christ*) ou AD (*Anus domini*).

6.1.2.2.2 – Dilution du ^{14}C d'origine atmosphérique

Les variations de la production de ^{14}C dans l'atmosphère sont, aujourd'hui, bien connues. Mais, les dates ^{14}C réalisées en domaine volcanique peuvent présenter un problème spécifique. **Comme le CO_2 d'origine volcanique ne contient pas de ^{14}C , l'échantillon peut présenter des risques de contamination par du carbone d'origine volcanique** (Chatters, Crosby & Engstrand 1969 ; Sulerzhitsky, 1971 ; Saupé *et al.*, 1980 ; Rubin, Lockwood et Friedman, 1987 ; Calderoni & Turi, 1998).

Ainsi, dans la région du Mt Amiata (Sienne, Italie), Saupé *et al.* (1980) ont daté des plantes vivants sur les flancs du volcan : les résultats s'échelonnent entre 1820 et 4350 ans BP. Ce vieillissement des âges est lié à la contamination du CO_2 atmosphérique par du CO_2 d'origine volcanique ne contenant pas de ^{14}C , produisant donc un appauvrissement de la teneur en ^{14}C des organismes vivants. Les auteurs observent que le Mont Amiata est connu pour avoir été actif au Pléistocène Moyen, et qu'aucune éruption historique n'est connue. En revanche, une activité géothermale subsiste sous la forme de sources chaudes et de mofettes³ ; elle est susceptible d'être à l'origine de cette contamination des plantes.

Calderoni & Turi (1998) ont daté des feuilles de buissons vivants (*Erica arborea*) provenant du fond de la caldeira de Solfatara (Champs Phlégréens, Italie). Les 20 dates réalisées s'échelonnent entre 0 et 5130 ans BP et forment deux séries, l'une autour de 1000 à 1500 ans BP et la seconde autour de 2500-3300 ans BP. La contamination des échantillons est donc irrégulière. Là encore, le carbone d'origine volcanique est la cause du vieillissement apparent. Les échantillons modernes sont enrichis en isotope stable ^{13}C et appauvris en ^{14}C . Les auteurs conseillent donc de mesurer le $\delta^{13}\text{C}$ d'échantillons « modernes » avant d'entreprendre la datation d'un échantillon « ancien ».

6.1.2.2.3 – En Cappadoce, l'exemple du maar d'Eski Acıgöl

Le maar d'Eski Acıgöl est situé immédiatement au nord du dôme du Güneydağ, dans la caldeira d'Acıgöl (site 73, photo. 4.9). Des sondages ont été effectués dans le but de préciser le contexte paléoenvironnemental, et les résultats sont présentés par Kuzucuoğlu *et al.* (1998) et Roberts *et al.* (2001). La séquence montre une unité laminée du Pléistocène supérieur à l'Holocène inférieur surmontée par une unité supérieure non laminée, comprenant des tourbes et des argiles limoneuses massives rapportées à l'Holocène moyen et supérieur (fig. 6.2). Plusieurs horizons téphriques sont interstratifiés dans la séquence (cf. *supra*, 5.2.3.2.2).


³ Mofettes : fumerolles froides ($T < 100^\circ\text{C}$) souvent liées à des sources thermales, riches en H_2O et CO_2 et pouvant s'entourer de dépôts de travertins calcaires (Foucault & Raoult, 1995).

Carottes Esk-96A et Göl-95

d'ap. Kuzucuoglu et al., 1998, et Roberts et al., 2001, modifié.

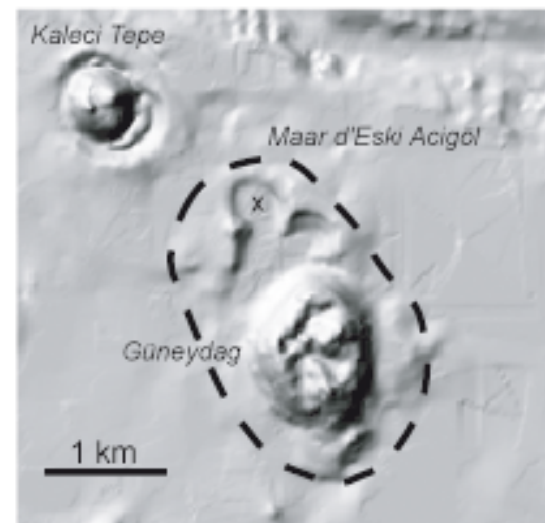
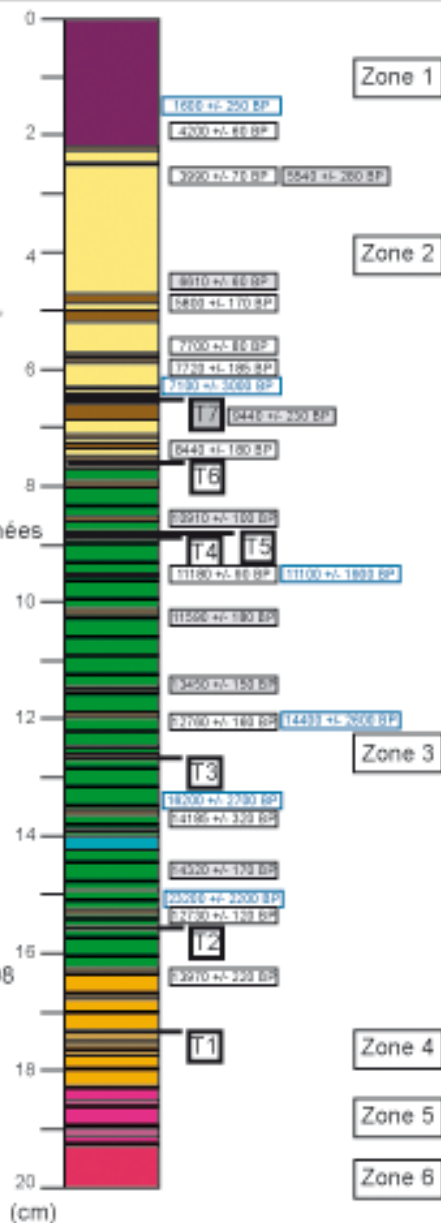
-  Tourbe supérieure (zone 1)
-  Argiles brun clair à brun foncé, non laminées (zone 2)
-  Argiles grises-jaunes, laminées (zone 3)
-  Travertin
-  Argiles jaune-blanches, laminée (zone 4)
-  Argiles jaunes-blanches, laminées (zone 5) - Nombreux tephra interstratifiés
-  Niveau organique brun foncé à noir
-  Verres volcaniques blancs (zone 6)
-  Tephra basaltique
-  Tephra rhyolitique

Les âges ¹⁴C indiqués n'ont pas été corrigés et sont "vieillis" d'environ 3000 ans

 Date ¹⁴C (ans BP), in Kuzucuoglu et al., 1998

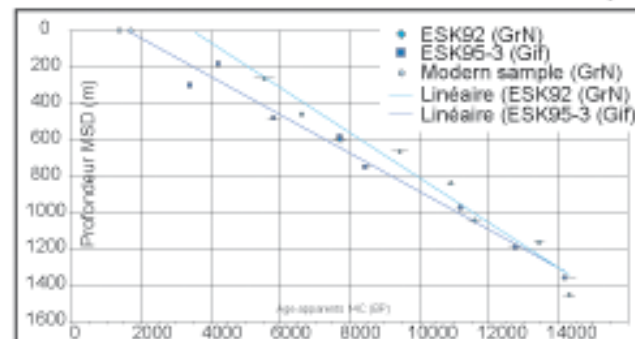
 Date ¹⁴C (ans BP), in Woldring et al., 1997

 Date U/Th (ans BP), in Roberts et al., 2001.

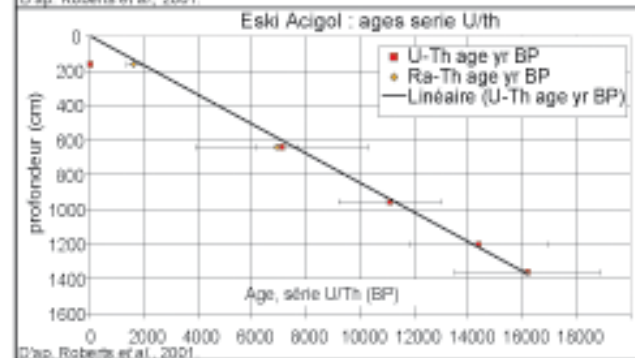


x : localisation du sondage

- - - : limite de l'anneau de tuf du maar du Güneydag



D'ap. Roberts et al., 2001.



D'ap. Roberts et al., 2001.

Fig. 6.2 : Les tephras interstratifiés dans la séquence d'Eski Acigöl

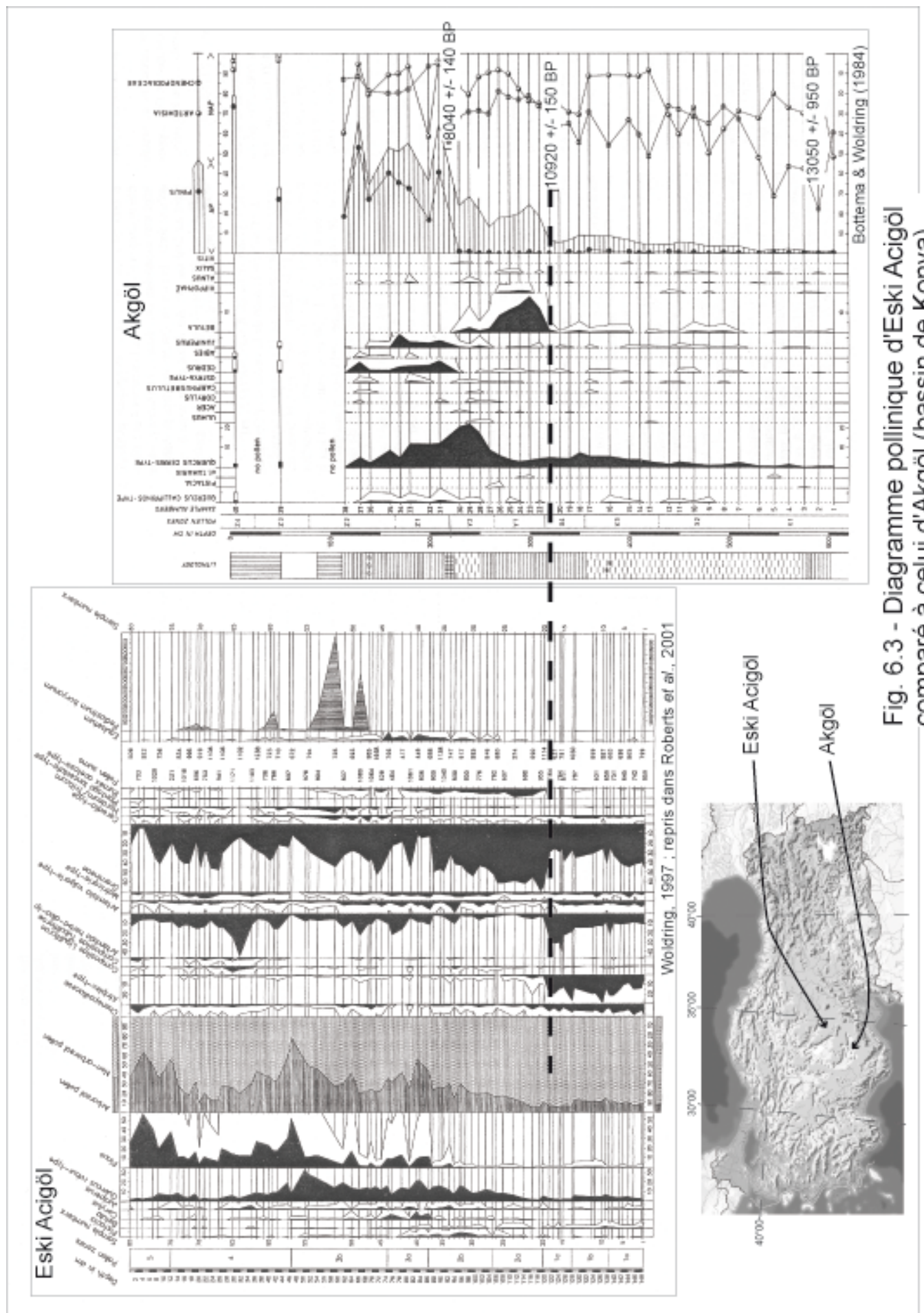


Fig. 6.3 - Diagramme pollinique d'Eski Acigöl comparé à celui d'Akgöl (bassin de Konya)

Les âges ^{14}C ont été réalisées par Woldring (1997) et Kuzucuoğlu *et al.*, (1998) afin de dater la séquence et les téphras interstratifiés. Or, les âges ^{14}C sont systématiquement vieilliss comme l'avaient déjà pressenti Kazancı *et al.* (1995) qui avait tenté de dater les tourbes supérieures. En outre M. Fontugne (comm. pers.) a montré que l'eau souterraine était également contaminé par du carbone volcanique. Trois faits permettent de préciser le vieillissement :

- i) l'extrapolation des âges ^{14}C jusqu'à la surface (fig. 6.2) ;
- ii) deux échantillons de sol « moderne », datés de 1630 et de 1690 ans ^{14}C BP (Roberts *et al.*, 2001)
- iii) le diagramme pollinique (Woldring *et al.*, 1997), qui montre, à environ 12 m de profondeur, un développement progressif des pollens arborés (principalement *Quercus*) accompagné du développement rapide des graminées parallèlement au déclin brutal d'*Artemisia* et des chenopodiacées. Cet événement est connu dans d'autres diagrammes polliniques de la région, et est considéré comme la limite Pléistocène – Holocène (fig. 6.3). Par exemple, dans la séquence d'Akgöl (Bassin de Konya), il est daté de 10920 ± 150 BP (Bottema & Woldring, 1994). Or, dans la séquence d'Eski Acıgöl, il est daté (^{14}C) d'environ 12500 à 13000 ans BP.

Dans la séquence d'Eski Acıgöl, le vieillissement des âges ^{14}C par apport de CO_2 d'origine volcanique, pauvre en ^{14}C , peut être estimé à environ 2500 à 3000 ans.

6.2 – Le Göllüdağ : un complexe rhyolitique pléistocène moyen

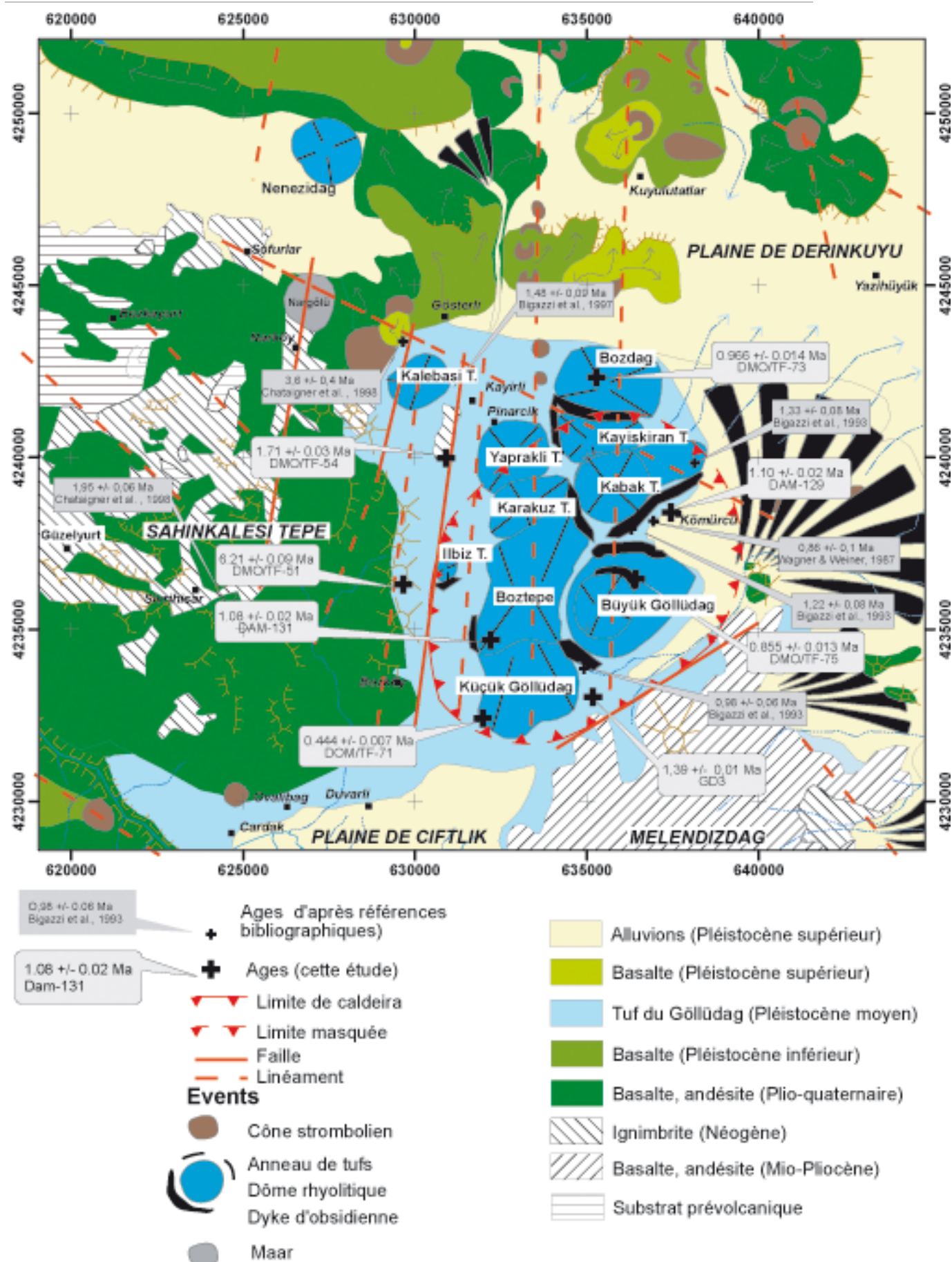
Les études portant sur la caractérisation des obsidiennes (cf. notamment Cauvin *et al.*, 1998) ont fourni les premiers jalons chronologiques concernant le secteur du Göllüdağ. Les dates disponibles ont été réalisées par traces de fission (Wagner *et al.*, 1976 ; Wagner & Weiner, 1987 ; Bigazzi *et al.*, 1993 et 1998) et par argon-argon (Chataigner, Poidevin & Arnaud, 1998).

L'ensemble de ces données est présenté dans le tableau 6.1 et sur la figure 6.4. Le substrat lavique antérieur aux dômes et aux obsidiennes a été daté de plus de 2 Ma par Chataigner Poidevin & Arnaud (1998). Les obsidiennes ont été datées par traces de fission principalement par Bigazzi *et al.* (1998) de 1,5 à 0,98 Ma. Wagner et Weiner (1987) ont obtenu un âge un petit peu plus jeune (0,86 Ma) sur un échantillon nommé « Kömürçü », sans

Tabl. 6.1 - Les âges du Göllüdag - Données bibliographiques

D'après les dates préalablement publiées, le Göllüdag repose sur un substratum basaltique antérieur à 2 Ma environ. Les dômes rhyolitiques auxquelles sont associées les obsidiennes ont un âge compris entre 0,8 et 1,5 Ma.

Volcan	Localisation	Matériel daté	Ech.	Méthode (1)	Age Ma	+/- 1 σ	Source	Notes
Göllü Dag	"substratum lava"	Basalte	TQ20	Ar/Ar	3.60	+/- 0.40	Chataigner <i>et al.</i> , 1998	(2)
			TQ20 - TF	Ar/Ar	3.20	+/- 0.30	Chataigner <i>et al.</i> , 1998	
Göllü Dag	"substratum lava"	Basalte	TQ14	Ar/Ar	1.95	+/- 0.06	Chataigner <i>et al.</i> , 1998	(3)
			TQ14 - TF	Ar/Ar	1.50	+/- 0.20	Chataigner <i>et al.</i> , 1998	
Göllü Dag - Kayirli est	1 km W of Kayirli village	Obsidienne		TdF	1.48	+/- 0.09	Bigazzi <i>et al.</i> , 1997	
			N13P	TdF	0.93	+/- 0.06	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
Göllü Dag - Kömürçü	1 km N of Kömürçü vill.	Obsidienne		TdF	0.84	+/- 0.06	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
			N13 (cuit)	TdF	1.33	+/- 0.08	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
			N14P	TdF	0.95	+/- 0.05	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
Göllü Dag - Kömürçü	1 km SW of Kömürçü vill.	Obsidienne		TdF	0.95	+/- 0.06	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
			N14 (cuit)	TdF	1.22	+/- 0.08	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
			N12P	TdF	1.01	+/- 0.06	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
Göllü Dag - Bozköy	1 km E of Kömürçü vill.	Obsidienne		TdF	0.96	+/- 0.06	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
			N12 (cuit)	TdF	1.15	+/- 0.07	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
Göllü Dag - Sirça Deresi	S flank of Göllü Dagi Mt.	Obsidienne		TdF	0.95	+/- 0.04	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
			N16 (cuit)	TdF	0.98	+/- 0.06	Bigazzi <i>et al.</i> 1993	
Göllü Dag - Kömürçü	Kömürköy (=Kömürçü)	Obsidienne		TdF	0.90	+/- 0.10	Wagner <i>et al.</i> , 1976	(4)
			Kömürköy	TdF	0.86	+/- 0.10	Wagner & Weiner, 1987	
Notes :								
(1) TdF = traces de fission ; Ar/Ar = argon/argon								
(2) Basalte, à l'W de Kayirli, reposant sur le socle métamorphique et recouvert par des ignimbrites épaisses (N. Arnaud, comm. pers.).								
(3) Basaltes sur la route entre Bozköy et Gelveri, près d'une ancienne église orthodoxe en ruine (N. Arnaud, comm. pers.).								
(4) Recalculé dans Wagner & Weiner, 1987								
Méthode Ar/Ar : en gras = âge plateau ; TF = âge isochrone.								
Traces de fission (TdF) : en gras = âge plateau (échantillon chauffé à 250 °C).								
Les échantillons ont été datés à Pise (P) et à Adana (A) (Bigazzi <i>et al.</i> , 1993).								



Notes : Les âges provenant de sources bibliographiques sont des âges par traces de fission (Bigazzi et al., 1993) à et Ar/Ar (Chataigner et al., 1998)
 Les âges provenant de notre étude sont des âges K/Ar (sauf GD-3 : Ar/Ar).

Fig. 6.4 : Les âges du Göllüdag

préciser l'origine de celui-ci. La chronologie que nous présentons ici repose sur 8 nouvelles dates K/Ar et Ar/Ar, (tableau 6.2, fig. 6.4).

6.2.1 – L'activité anté-caldeira est postérieure à 1,7 Ma

Un échantillon de lave trachytique provenant du mur occidental de la caldeira a été daté de $6,21 \pm 0,09$ Ma (DMO-TF51). Il s'agit du reste d'un édifice volcanique Pliocène, associé au massif du Melendizdağ. **Une lave micro-phyrique, prélevée au site 25, sous l'écoulement pyroclastique TG-3 a été datée de $1,71 \pm 0,03$ Ma (DMO-TF54). Une lave identique a été retrouvée au site 14, sous l'accumulation fluvio-lacustre.** L'activité post-caldeira est donc postérieure à 1,7 Ma.

En outre ces âges confirment ceux obtenus par Chataigner *et al.* (1998) : au cœur du Şahinkalesi Tepe, à proximité de Kızıl Kilise, le long de la route Bozköy-Güzelyurt, un échantillon a livré un âge $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de $1,95 \pm 0,06$ Ma.

6.2.2 – L'activité syn-caldeira date d'environ 1,4 Ma

L'activité syn-caldeira se traduit par la mise en place des grandes nappes d'écoulement pyroclastiques, en particulier TG-3 et TG-6. Or ces deux écoulements sont interstratifiés avec la retombée plinienne TG-5, dont le faciès proximal a été décrit au site 21. Nous l'avons identifiée grâce au faciès caractéristique des ponces (moussues) et à la paragenèse, caractérisée notamment par la présence de quartz et de feldspaths. Au site 21, elle est associée à une retombée cendreuse (unité 3b) puis à **des déferlantes (unité 3c) dont les feldspaths ont été datées par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$: les feldspaths ont livré un âge isochrone de $1,3 \pm 0,02$ Ma, et un âge plateau de $1,39 \pm 0,01$ Ma** (fig. 6.1). Ce résultat est important puisqu'il date précisément l'activité syn-caldeira.

6.2.3 – L'activité post-caldeira s'étale de 1,1 à 0,4 Ma

L'activité post-caldeira est dominée par l'extrusion des dômes rhyolitiques. Cinq de ces édifices ont été datés par la technique K/Ar, soit sur obsidienne soit sur rhyolite. L'échantillon le plus ancien (DAM-129) provient du dyke d'obsidienne de Kaletepe, et a un âge de $1,1 \pm 0,02$ Ma. Le dyke d'obsidienne au sud-ouest du Boztepe a un âge de $1,08 \pm 0,02$ Ma (DAM-131). Les perlites associées au dyke d'obsidienne supérieur du Büyük Göllüdağ (DMO/TF-75) ont été datées de $0,855 \pm 0,013$ Ma ; et celles associées au dyke du Küçük Göllüdağ de $0,444 \pm 0,007$ Ma (DMO/TF-71). Ce dernier résultat prolonge considérablement la période d'activité du complexe, alors que les travaux antérieurs indiquaient des âges

Tabl. 6.2 - Nouvelles dates K/AR du volcanisme quaternaire de Cappadoce

Le calcul des âges est fondé sur les constantes de Steiger et Jäger (1977).

SECTEUR	UTM		Matériel (1)	Localisation	Sample	K* (wt.%)	Weight molten (g)	40Ar* (%)	40Ar* (10 ⁻¹² moles/g)	Age (±2s)ka	Age mean value
A - Secteur edu complexe volcanique d'Acigöl						Localisation des échantillons : fig. 6.5 et 9.4					
Acigöl	643240	4264560	Basalte	Sud Bogazköy, Kizil T. - Tülüce	CKUZ/DM-02	1.468 ± 0.015 "	1.59906 2.50569	3.672 4.005	0.392 0.390	154 ± 5 153 ± 4	154 ± 4
Acigöl	643530	4264270	Basalte	Sud Bogazköy, Kizil T. nord	CKUZ/DM-03	1.656 ± 0.017 "	1.59906 2.67446	4.035 3.617	0.373 0.398	130 ± 4 138 ± 4	134 ± 3
Acigöl	630830	4273080	Basalte	Inalli - Asagikizil T.	CKUZ/DM-05	0.960 ± 0.010 "	1.00578 1.57229	5.072 6.311	1.051 1.007	631 ± 15 605 ± 13	618 ± 14
Acigöl	642800	4260430	Basalte	Özyayla T. sup.	CKUZ/DM-06	1.573 ± 0.016 "	1.60010 1.14842	0.978 0.940	0.286 0.317	105 ± 4 116 ± 6	110 ± 5
Acigöl	642800	4260430	Basalte	Özyayla T. inf.	CKUZ/DM-07	1.517 ± 0.015 "	1.46201 1.52430	1.103 1.229	0.280 0.296	106 ± 4 112 ± 4	109 ± 4
Acigöl	642866	4259382	Basalte	Kizil Tepe (Kizilcin)	DMO/TF-68	1.602 ± 0.016 "	1.30442 0.92328	0.379 0.404	2.277 (2) 2.198 (2)	82 ± 4 79 ± 8	81 ± 4
Acigöl	640657	4262753	Basalte	Obruk Tepe	DMO/TF-67	1.543 ± 0.015 "	1.52772 1.6117	0.714 0.744	0.854 (2) 0.839 (2)	32 ± 4 31 ± 4	32 ± 3
Acigöl	631233	4270529	BasaltE	Sud d'Inalli, Yukari Kizil Tepe	DAM-120	0.739 ± 0.007 "	1.14992 1.08652	3.033 3.276	0.687 0.692	536 ± 16 540 ± 18	538 ± 12
Acigöl	639602	4267853	Obsidienne	Asmadagi Tepe	DAM - 124	3.683 ± 0.037 "	1.61181 1.53257	5.537 6.253	1.034 1.011	162 ± 4 158 ± 4	160 ± 3
Acigöl	643459	4266522	Obsidienne	Obsidienne, intrusion annulaire à l'est du Kocadag	DAM - 126	3.711 ± 0.037 "	1.53682 1.51657	3.525 3.652	0.614 0.578	95 ± 3 90 ± 2	93 ± 2
Notes :											
(1) L'ensemble des dates a été réalisée sur la pête microcristalline (cf. chapitre 6).						(2) exprimé en 10 ⁻¹³ moles/g					

Tabl. 6.2 - Nouvelles dates K/AR du volcanisme quaternaire de Cappadoce

Le calcul des âges est fondé sur les constantes de Steiger et Jäger (1977).

SECTEUR	UTM		Matériel (1)	Localisation	Sample	K* (wt.%)	Weight molten (g)	40Ar* (%)	40Ar* (10 ⁻¹² moles/g)	Age (±2s)ka	Age mean value
B - Secteur du complexe volcanique du Göllüdağ						Localisation des échantillons : fig. 6.4					
Göllüdağ	629663	4236299	Rhyo-dacite porphyrique	Ouest route Bozköy-Kyirli	DMO/TF-51	4.333 ± 0.043 "	1.01327 0.45206	46.302 42.638	47.044 46.471	6.25 ± 0.12 6.17 ± 0.12	6.21 ± 0.09
Göllüdağ	631879	4240283	Basalte	Au dessus de Kayirli, sous le tuf du Göllüdağ	DMO/TF-54	0.963 ± 0.010 "	1.08959 0.98702	6.399 10.320	2.779 2.923	1.66 ± 0.04 1.75 ± 0.04	1.71 ± 0.03
Göllüdağ	635275	4242324	Breche de dôme, perlitique	Boztepe, ouest	DMO/TF-73	3.711 ± 0.04 "	1.12490 0.85309	14.726 15.551	6.260 6.172	0.972 ± 0.02 0.959 ± 0.02	0.966 ± 0.014
Göllüdağ	636431	4236464	Rhyolite à biotites	Versant NE du Göllüdağ	DMO/TF-75	3.849 ± 0.038 "	1.15505 0.40880	6.583 4.957	5.794 5.623	0.868 ± 0.018 0.842 ± 0.018	0.855 ± 0.013
Göllüdağ	631971	4232410	Rhyolite perlitique	Küçük Göllüdağ	DMO/TF-71	3.692 ± 0.037 "	1.06811 0.43682	1.487 1.588	2.753 2.937	0.430 ± 0.009 0.459 ± 0.010	0.444 ± 0.007
Göllüdağ	637443	4238393	Obsidienne	Kaletepe	DAM – 129	3.769 ± 0.038 "	1.57885 1.18947	31.667 31.444	7.143 7.292	1.09 ± 0.02 1.12 ± 0.02	1.10 ± 0.02
Göllüdağ	632207	4234692	Obsidienne	Boztepe, ouest	DAM – 131	3.752 ± 0.038	1.09394 0.70768	12.917 23.067	6.949 7.130	1.07 ± 0.02 1.10 ± 0.02	1.08 ± 0.02
C - Nord-est du Hasandag						Localisation des échantillons : fig. 9.4					
Ihlara - Kitreli	-	-	basalte andésitique	Boz Tepe (Mahmutlu), au pont	CKUZ 97/8-01	0,478 +/- 0,005 "	1.48523 1.49586	4.404 5.544	1.122 1.079	1350 +/- 3 1300 +/- 3	1330 +/- 2 1330 +/- 2
Ihlara - Kitreli	-	-	basalte andésitique	Boz Tepe (sous la route de Mahmutlu)	CKUZ 97/8-02	0,498 +/- 0,005 "	1.58027 1.45836	5.729 6.804	0.992 1.104	1150 +/- 2 1280 +/- 3	1210 +/- 6 1210 +/- 6
Ihlara - Kitreli	-	-	basalte andésitique	Kizil Tepe	CKUZ 97/8-04	0,900 +/- 0,009 "	1.22714 1.18499	4.150 1.501	8.181 8.143	524 +/- 12 524 +/- 11	523 +/- 8 523 +/- 8
Hasandag NE	-	-	basalte andésitique	Yayla d'Ihlara, ouest de Kiliç Tepe	CKUZ 97/8-05	1,648 +/- 0,017 "	0.99818 1.05282	0.554 0.535	2.957 2.703	103 +/- 3 95 +/- 3	99 +/- 4 99 +/- 4
Hasan Dag NE	610963	4222875	Basalte andésitique	Sarigöl à Kitreli (Soglu Sr.)	CKUZ/DM-10	1.799 ± 0.018	1.08347 1.06799	0.601 0.581	2.502 (2) 2.713 (2)	80 ± 6 87 ± 5	84 ± 4
Notes :											
(1) L'ensemble des dates a été réalisée sur la pête microcristalline (cf. chapitre 6).						(2) exprimé en 10 ⁻¹³ moles/g					

compris entre de 1 et 1,3 Ma (Bigazzi, *et al.*, 1993 & 1997). En ce qui concerne les autres résultats, les dates obtenues sont tout à fait cohérentes avec celles déjà publiées.

Au total (données bibliographiques et dates nouvelles), onze dates sont maintenant disponibles. La plupart (6) sont antérieures ou proches de 1,1 Ma. Quatre dates sont comprises entre 0,85 et 0,96 Ma. Et une date nouvelle est beaucoup plus jeune : 0,444 Ma. Deux observations peuvent être faites quant à la répartition spatiale et temporelle de ces résultats :

- i) Les quatre échantillons issus du pourtour du Kabak Tepe ont une assez forte cohérence, à l'exception de la date publiée par Bigazzi *et al.* (1997). Il s'agit du résultat le moins fiable, le seul à n'avoir fait l'objet que d'une unique mesure. La nouvelle date K/Ar est plus jeune ($1,1 \pm 0,02$ Ma) que les deux dates TF qui ont fourni des âges de $1,33 \pm 0,08$ et $1,22 \pm 0,08$ Ma (Bigazzi *et al.*, 1993). Cependant, en considérant les marges d'erreur (0,08 Ma pour les dates TF et 0,02 Ma pour la date K/Ar) les résultats sont très proches. **Ces résultats indiquent que les différentes intrusion d'obsidienne du pourtour du Kabak Tepe se sont mises en place dans un laps de temps relativement court. Nous montrons, dans le chapitre 8 qu'elles appartiennent à la même structure annulaire.**
- ii) La deuxième remarque concerne l'emboîtement des dômes et la récurrence des extrusions. **Plusieurs observations de terrain concernant le Büyük Göllüdağ comme le Kabak Tepe montrent que l'extrusion de rhyolite s'est faite de manière récurrente à partir du même événement, avec destruction partielle d'un premier dôme et extrusion d'un second dôme, emboîté** (chap. 8, fig. 8.4).

La relative rapidité des processus, estimée à 100 000 ans environ, rend cependant la mesure analytique de la durée de mise en place de ces structures complexes. Ainsi, concernant le Kabak Tepe, nous avons tenté de comparer l'âge obtenu sur les obsidiennes basales avec l'âge des rhyolites sommitales. Cependant l'échantillon du sommet du Kabak Tepe s'est avéré impropre à la datation. En revanche, il est possible de comparer l'âge K/Ar de l'extrusion terminale du Büyük Göllüdağ ($0,855 \pm 0,013$ Ma, DMO/TF-75) avec l'âge TF de l'extrusion initiale du même dôme ($0,98 \pm 0,06$ Ma, échantillon N16, *in* Bigazzi *et al.*, 1993). Le premier échantillon d'obsidienne est issu du dyke sommital localisé sur les versants supérieurs du dôme ; alors que le second échantillon provient du dyke localisé au fond de l'oued situé au sud du dôme. La différence analytique des résultats indique que le dôme supérieur est plus jeune de 50 à 200 000 ans.

Les dômes rhyolitiques qui remplissent la structure centrale du Göllüdağ se sont mis en place pendant un laps de temps de près de 600 000 ans. Il s'agit d'un processus récurrent concernant une dizaine d'événements. En outre, on observe parfois l'extrusion successive de plusieurs dômes au niveau du même événement.

6.3 – Acıgöl : un complexe rhyolitique du Pléistocène supérieur

6.3.1 – Travaux antérieurs

Les travaux de Bigazzi *et al.* (1993, 1997 et 1998) ont porté sur la datation des obsidiennes, par traces de fission. Olanca (1994) a effectué des dates K/Ar qui complètent cette chronologie⁴ (tableau 6.3 & fig. 6.5). La plus ancienne date concerne un cône adventif de l'Erdaş Dağ, le Sivritepe, dont les basaltes ont été datés de 4510 ± 170 Ka (Olanca, 1994), ce qui confirme l'âge pliocène de ce massif.

Selon leur âge, les obsidiennes forment trois groupes distincts :

i) **les obsidiennes les plus anciennes sont situées à l'est et au nord de l'ensemble formé par les deux dômes** : Asmadağı Tepe et Kocadağ. A l'est de ces dômes, les obsidiennes ont été datées de 182 ± 20 à 150 ± 21 Ka (Bigazzi *et al.*, 1993). Un échantillon provenant d'une obsidienne au nord du Kocadağ a été daté de 112 ± 16 Ka. Cependant, il ne s'agit que de l'âge apparent, l'âge plateau n'ayant pas été mesuré.

Olanca (1994) indique qu'une obsidienne du « Kocadağ » a livré un âge K/Ar de $172 \pm 2,2$ Ka. Cet âge est en contradiction avec les résultats de Bigazzi *et al.* (1993). L'obsidienne datée provient plus probablement de l'Asmadağı Tepe, dôme antérieur au Kocadağ (cf. *supra*, chap. 5).

ii) Une **obsidienne associée au Kocadağ lui-même a été datée de 72 ± 12 à 77 ± 14 Ka** par Bigazzi *et al.* (1993).

iii) **Les obsidiennes les plus récentes sont associées aux dômes (Güneydağ et Korudağ) et au maar (Eski Acıgöl) situés à l'intérieur du complexe et ont été datées d'environ 20 Ka.** Les obsidiennes du Güneydağ ont été datées de 16 ± 3 à 20 ± 5 Ka ; celles du Korudağ de 20 ± 6 Ka par Bigazzi *et al.* (1993). L'âge du

⁴ Nous avons rencontré quelques difficultés à localiser précisément les échantillons datés par l'auteur : une part d'incertitude subsiste donc. Celle-ci apparaît dans le tableau 6.3, lorsque nous avons placé des points d'interrogation dans la colonne « localisation ».

Tabl. 6.3 - Les âges du complexe d'Acigöl - Données bibliographiques

D'après les dates publiées, les obsidiennes du complexe d'Acigöl ont des âges compris entre 180 et 20 ka. Un volcanisme peu différencié est actif en périphérie de ce volcanisme rhyolitique							
Volcanisme différencié							
Secteur	Localisation	Matériel daté (1)	Ech.	Méthode (2)	Age (ka)	+/- 1 σ	Source
Acigöl maar	"Wall of the maar"	Obs.	Acigöl-T5	TdF	340	+/- 30	Wagner, Torzer & Keller, 1976
Acigöl - Catköy	5 km NE du maar d'Acigöl, près de Catköy	Obs.		TdF	200	+/- 40	Biggazi <i>et al.</i> , 1997
				TdF	180	+/- 20	
Bogazköy ("wall of the caldeira")	1 km E-SE of Bogazköy vill.	Obs.		N2P	130	+/- 12	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N2A	151	+/- 15	
				N2 (cuit)	182 +/- 20		
Bogazköy	500 m E-SE of Bogazköy vill.	Obs.		N7P	124	+/- 13	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N7A	139	+/- 15	
Kocadag ?	<i>En fait Susamsivrisi T. ?</i>	Obs.		N7 (cuit)	179 +/- 24		Olanca, 1994
				C9007	K/Ar	172	
Bogazköy ("wall of the caldeira")	2 km SE of Bogazköy vill.	Obs.		N3P	134	+/- 11	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N3A	139	+/- 12	
				N3 (cuit)	150 +/- 21		
Bogazköy ("wall of the caldeira")	1 km N-NW of Bogazköy vill., N of the Acigöl-Nevsehir road	Obs.		N1P	112	+/- 16	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
Kocadag	N flank of Kocadag Mt	Obs.		N5P	72	+/- 12	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N5A	77	+/- 14	
Korudag	E flank of Korudag Mt	Obs.		N6P	15	+/- 3	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N6A	16	+/- 3	
Acigöl ("Wall of the maar")	2 km E of Acigöl vill., S of the Acigöl-Nevsehir road	Obs.		N6 (cuit)	20 +/- 6		Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N8A	12	+/- 4	
				N8P	18	+/- 5	
Güneydag ?	"Dôme located to the south of the road Acigöl-Nevsehir"	Obs.			16	+/- 3	Innocenti <i>et al.</i> , 1975
Güneydag	E flank of Güneydag Mt	Obs.		N11P	16	+/- 3	Biggazi <i>et al.</i> , 1993
				N11A	20	+/- 5	
Volcanisme andésitique et basaltique							
Secteur	Localisation	Matériel daté (1)	Ech.	Méthode	Age (ka)	+/- 1 σ	Source
Alacasar	?	Basalte	CK88481	K/Ar	93	+/- 10.3	Olanca, 1994
Inalli	?	Basalte	CK8965	K/Ar	267	+/- 28.0	Olanca, 1994
Cataltepe	cône strombolien ?	Andésite	C8849	K/Ar	72	+/- 7.2	(6) Olanca, 1994
Köytepesi	cône strombolien ?	Basalte à olivine	C8852	K/Ar	182	+/- 9.8	(7) Olanca, 1994
Sivritepe	?	Andésite	CK9028	K/Ar	4510	+/- #####	(8) Olanca, 1994
Notes :							
(1) : Obs. = obsidienne.							
(2) : TdF = traces de fission ; K/Ar = potassium / argon							
(3) : Estimation de l'auteur. Âge plateau impossible à obtenir. Âge apparent : 0,16 +/- 0,004 Ma							
(4) : Âge apparent. Âge plateau impossible à obtenir							
(5) : D'après l'âge, il s'agirait plutôt du Susamsivrisi Tepe.							
(6) : Catal Tepe, au S de l'Erdasdag (0642000-4256500) ?							
(7) : Köytepesi, au S de l'Erdasdag (0633800-4254000) ?							
(8) : Sud-ouest de l'Erdasdag ?							
Traces de fission (TdF) : âge apparent ; en gras = âge plateau (échantillon chauffé à 250 °C).							
Les échantillons ont été datés à Pise (P) et à Adana (A) (Biggazi <i>et al.</i> , 1993).							

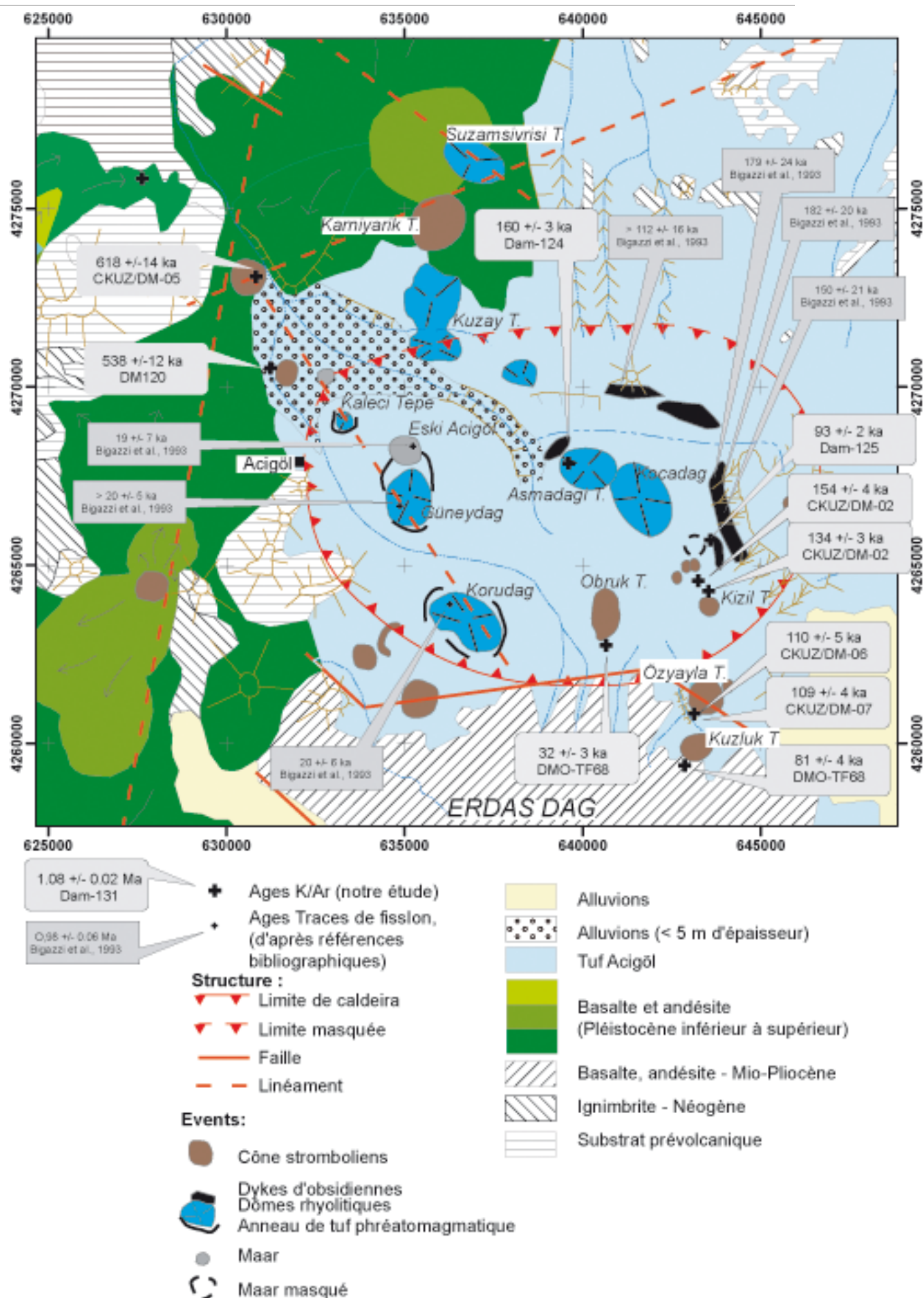


Fig. 6.5 : Les âges du volcanisme du secteur d'Acigöl

Coordonnées UTM, en mètres, zone 36N.

Güneydağ est confirmé par une date K/Ar d'Innocenti *et al.* (1975) sur un échantillon provenant d'un dôme situé « au sud de la route Acıgöl-Nevşehir » et âgé de 16 ± 3 Ka. En outre, des obsidiennes provenant des déferlantes qui enserrant le maar d'Eski Acıgöl ont été datées de 19 ± 7 Ka par Bigazzi *et al.* (1993) et de 340 ± 30 Ka par Wagner, Torzer & Keller (1976). Une telle différence s'explique difficilement. Les coupes d'où proviennent les échantillons datés ne comportent pas d'affleurement d'obsidienne en place. Les échantillons datés par les différents auteurs sont, en fait, des bombes volcaniques présentes dans les déferlantes. Il est possible que Bigazzi *et al.* (1993) ont daté un bloc d'obsidienne juvénile, alors que Wagner, Torzer & Keller (1976) ont daté une obsidienne appartenant à la fraction xénolitique.

En outre des échantillons provenant d'édifices basaltiques situés au nord du complexe ("İnnalı" et "Alacaşar") ont livré des âges de $93 \pm 10,3$ et 267 ± 28 Ka, alors que deux échantillons provenant d'édifices situés au sud ("Köytepesi" et "Çatal Tepe") ont livré des âges de $182 \pm 9,8$ et $72 \pm 7,2$ Ka (Olanca, 1994). Ces dates indiquent qu'une activité basaltique s'est produite en périphérie du complexe en même temps que l'activité rhyolitique syn- et post-caldeira.

6.3.2 – Nouvelle chronologie

Dix nouvelles dates K/Ar ont été effectuées au LSCE dans le cadre du programme de recherche dans lequel notre étude est intégrée. Deux cônes stromboliens situés au nord-ouest du complexe, l'Asağıkızıl Tepe et le Yukarı Kızıl Tepe, ont livré des âges de 618 ± 14 Ka (CKUZ/DM-05) et de 538 ± 12 Ka (DAM 120). Ces deux édifices recourent le substrat basaltique (probablement fissural) de l'ouest du complexe.

6.3.2.1 – Les obsidiennes de l'Asmadağı Tepe (~ 160 Ka) post-datent l'activité syn-caldeira

L'activité anté-caldeira repérée au site 51 n'a pas été datée. En revanche, nous avons vu que le Kuzey Tepe et le Susamsivrisi Tepe sont antérieurs aux grands écoulements pyroclastiques syn-caldeira TA-4. Cependant les perlites associées à l'extrusion de ces dômes n'ont pu être datées par la méthode K/Ar en raison d'une intense altération hydrothermale.

De même, l'Asmadağı Tepe est recouvert par les produits syn-caldeira et en particulier par l'écoulement pyroclastique TA-4 ; il est donc antérieur (cf. chap. 6). Une obsidienne intrusive provenant de ce dôme a livré un âge de 160 ± 3 Ka (DAM-124). Il est probable que l'échantillon daté par Olanca (1994) de $172 \pm 2,2$ Ka et attribué au Kocadağ provienne, en réalité, de ce dôme.

L'Asmadaği Tepe est entouré, au nord et à l'est, par des intrusions d'obsidienne aux plans de fluidité subverticaux, dont les pendages suggèrent un point d'émission proche de ce dôme (Poidevin, 1998). Il s'agit du dyke intrusif annulaire d'obsidienne entourant le dôme (cf. *infra*, chap. 8) :

- i) les âges TF obtenus sur ces obsidiennes, compris entre 150 ± 21 et 180 ± 24 Ka (Bigazzi *et al.*, 1993) sont proches de l'âge K/Ar de l'obsidienne de l'Asmadaği Tepe : son âge se situe à l'intérieur des marges d'erreur.
- ii) ces observations sont confirmées par les analyses géochimiques citées par Poidevin (1998, p. 113), qui indique que toutes ces obsidiennes présentent de très étroites affinités chimiques et doivent appartenir au même cycle magmatique. Cette obsidienne est recouverte par un écoulement pyroclastique rapporté à l'activité syn-caldeira (TA-4).

L'activité rhyolitique « syn-caldeira », TA-2 à TA-7, est donc antérieure à 160 Ka. (fig. 6.6). Avant 160 Ka, les écoulements pyroclastiques de grande ampleur TA-4, ont recouvert une partie de la région. Corrélativement, on observe l'effondrement de la caldeira, dont la limite est actuellement visible au sud (Erdaşdağ) et à l'est (Kumtepe)

6.3.2.2 – L'activité basaltique post-caldeira débute vers 150 Ka

Le Kızıl Tepe-Tülüce et le Kızıl Tepe, situés au sud-est du Kocadağ, sont les premiers édifices basaltiques post-caldeira. Ils ont respectivement été datés de 154 ± 4 Ka (CKUZ/DM-02) et de 134 ± 3 Ka (CKUZ/DM-03).

Cette activité basaltique a perduré, en périphérie du complexe, lors de l'activité du Özyayla Tepe (~110 Ka, cf. CKUZ/DM-06 & 7) et du Kuzuluk Tepe, daté de 81 ± 4 Ka (TF-68). A l'intérieur du complexe, l'Obruk Tepe, dont les produits sont interstratifiés avec ceux du Korudağ, a été daté de 32 ± 3 Ka (TF-67).

En outre, la coupe du site 57 indique que les écoulements pyroclastiques rhyolitiques TA-12 ou TA-13 se sont mis en place vers 110 Ka (fig. 5.16). Là, en effet, des scories datées de 110 ± 5 Ka (CKUZ/DM-06) et 109 ± 4 Ka (CKUZ/DM-07) encadrent des écoulements pyroclastiques rhyolitiques (TA-12 et TA-13).

L'activité basaltique a donc débuté immédiatement après la mise en place des pyroclastites syn-caldeira. Cette observation est confirmée au site 52, par l'interstratification des scories TA-β8 et TA-β10 avec les produits rhyolitiques. **Après la mise en place des pyroclastites syn-caldeira TA-2 à TA-7, une seconde série de pyroclastites rhyolitiques (TA-9 à TA-13) se met en place aux alentours de 110 Ka** (fig. 5.16 & 6.6).

6.3.2.3 – *L'activité rhyolitique post-caldeira débute vers 90 Ka*

Le Kocadağ est le premier dôme rhyolitique extrudé au sein de la caldeira. Les âges apparents par traces de fission sont de 77 ± 14 et de 72 ± 12 Ka (Bigazzi *et al.*, 1993) ; il s'agit d'âges minima, puisque l'âge plateau n'a pas été mesuré. L'échantillon que nous avons prélevé pour datation K/Ar s'est avéré indatable (altéré). En revanche, une obsidienne provenant de l'anneau intrusif situé à l'est du Kocadağ a livré un âge K/Ar de 93 ± 2 Ka (DAM-126). Ce résultat est cohérent avec l'âge par traces de fission indiqué par Bigazzi *et al.* (1993) concernant le Kocadağ (72 ± 12 à 77 ± 14 Ka).

Cependant, d'après Bigazzi *et al.*, (1993), l'ensemble des obsidiennes situées à l'est du Kocadağ, qui ont un âge compris entre 150 et 180 Ka, est antérieur à la caldeira d'Acıgöl. En fait, **l'anneau intrusif situé à l'est du Kocadağ correspond en fait à deux intrusions différentes l'une, datée d'environ 160 Ka qui doit être rapportée à l'Asmadağı Tepe, et l'autre, d'environ 90 Ka, qui doit être rapportée au Kocadağ.** Cette deuxième intrusion, que nous avons prélevée, réutilise une structure antérieure. Ce dédoublement explique la diversité géochimique, relevée par Poidevin (1998 : 115), des échantillons provenant de ces intrusions.

6.3.2.4 – *L'extrusion des dômes se poursuit jusqu'au Pléistocène supérieur*

A l'ouest de la caldeira, trois dômes sont alignés selon une direction SE-NW : le Korudağ, le Güneydağ et le Kaleci Tepe. Chacun de ces dômes est entouré d'un anneau de tuf, indiquant une activité phréatomagmatique antérieure à l'extrusion du dôme. Des obsidiennes du Korudağ et du Güneydağ ont été datées par Bigazzi *et al.* (1993), par traces de fission, respectivement de 20 ± 6 Ka et de $> 20 \pm 5$ Ka (pour ces dernières, l'âge plateau n'a pas été mesuré).

Le maar d'Eski Acıgöl (photo. 5.9) est situé dans le même alignement, immédiatement au nord du Güneydağ et au sud du Kaleci Tepe. Nous avons montré que ce maar recoupe les déferlantes du maar du Güneydağ, avec lequel il ne faut pas le confondre. Bigazzi *et al.* (1993) ont daté une obsidienne contenue dans les déferlantes recoupées par le maar d'Eski Acıgöl de $> 19 \pm 7$ Ka. Il s'agit donc, en fait, de l'âge du maar antérieur au Güneydağ.

Ces dates par traces de fission permettent de faire trois observations :

- i) ni le maar du Kaleci Tepe, ni son dôme n'ont été datés ;
- ii) ce que les auteurs nomment « maar d'Eski Acıgöl » est en fait le maar du Güneydağ. A notre connaissance, aucune obsidienne « en place » n'affleure à proximité du maar d'Eski Acıgöl. En revanche, les déferlantes du maar du Güneydağ

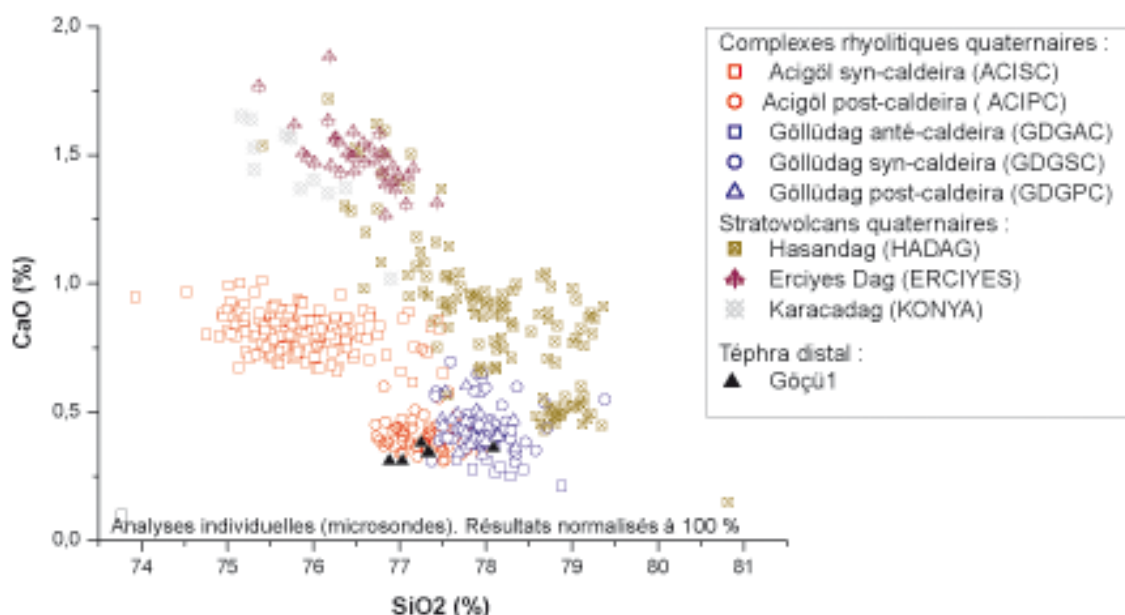
présentent de nombreuses bombes d'obsidienne : ce sont probablement elles qui ont été datées par Bigazzi *et al.* (1993). La date fournie ($> 19 \pm 7$ Ka) concerne donc des obsidiennes antérieures au maar d'Eski Acıgöl.

- iv) les marges d'erreur sont relativement grandes au regard de la jeunesse de ces édifices ; tous trois peuvent donc être considérés comme « contemporains ». Cependant l'âge TF du Güneydağ est confirmé par l'âge K/Ar fourni par Innocenti *et al.* (1975) qui indique un âge de 16 ± 3 Ka.

Les rhyolites perlitiques de ces dômes ont été altérées par des circulations de fluides et se sont avérées impropres à la mesure des âges K/Ar. Cependant, l'étude des pyroclastites associées aux maars et aux dômes, et particulièrement des xénolites (cf. *supra* 5.1.1.4.3) nous permet de proposer une chronologie relative du fonctionnement de chacun de ces édifices :

- i) le maar du Güneydağ est le premier à fonctionner. Au site 72, ses déferlantes riches en diabases, sont recoupées par des produits postérieurs, uniquement vitreux, provenant probablement du Korudağ ; l'extrusion du dôme lui-même est postérieure ;
- ii) le maar d'Eski Acıgöl recoupe le maar du Güneydağ ; son activité semble très limitée, et ses produits n'ont pas été retrouvés ;
- iii) l'activité phréatomagmatique du Kaleci Tepe est responsable de l'édification d'un anneau de tuf visible autour du dôme postérieurement extrudé, ainsi que du dépôt de déferlantes à xénolites granitiques libérant des feldspaths. Ceux-ci ont été retrouvés au sommet des déferlantes du maar d'Eski Acıgöl indiquant que le fonctionnement du Kaleci Tepe est postérieur. En outre, les déferlantes du Kaleci Tepe fossilisent les versants de la vallée du Acısu Dere qui était donc déjà creusée ;
- iv) le maar du Korudağ, dont les produits sont caractérisés par la relative abondance de xénolites de basaltes et d'andésites, est suivi par l'extrusion du dôme du Korudağ ; cette extrusion s'accompagne probablement d'une activité phréato-plinienne responsable de la mise en place de produits vésiculés (sites 57, 72 et 75) différents des produits très riches en xénolites caractéristiques de l'activité phréatomagmatique antérieure. Ces produits vésiculés sont probablement ceux retrouvés sous le sol fossile de la carrière de Kanliyağıl (site 53) et daté de 29950 ± 1080 ans BP (GIF-11550) ainsi que ceux interstratifiés dans la sédimentation lacustre du maar d'Eski Acıgöl (cf. *infra* 6.3.2.6 ; Mouralis *et al.*, 2000).

A - Géochimie des verres du tephra "Göçü1" à comparé à celle des groupes de référence



B - Classification du Tephra distal "Göçü1" par l'analyse des fonctions discriminantes

Moyenne et écart type Résultats fournis par J.-F. Pastre

N	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TOT
5	2,9 0,50	0,0 0,01	4,0 0,06	0,3 0,03	0,0 0,02	0,7 0,12	0,1 0,04	75,8 0,57	12,9 0,20	98,7 0,00

Note : moyenne sur la première ligne, et écart type entre parenthèse

Distance de Mahalanobis (D^2) et probabilité que les analyses soient classées dans chacun des groupes de référence

Analyse N°	ACISC 1	ACIPC 2	GDG 4	HADAG 6	ERCIYES 7	KONYAK 8						
# 1	18,0	0,00	4,1	0,96	10,7	0,04	27,2	0,00	39,9	0,00	59,7	0,00
# 2	11,8	0,03	4,8	0,91	10,1	0,07	27,0	0,00	39,0	0,00	52,1	0,00
# 3	13,5	0,00	4,4	0,43	3,9	0,56	19,8	0,00	33,5	0,00	47,8	0,00
# 4	25,4	0,00	6,6	0,95	14,6	0,02	13,7	0,03	29,0	0,00	42,7	0,00
# 5	13,0	0,01	3,6	0,94	9,3	0,05	25,6	0,00	39,8	0,00	55,0	0,00
Moyenne	14,1	0,00	4,1	0,71	5,9	0,26	20,4	0,00	34,0	0,00	49,2	0,00

Notes : Distance (D^2) pour chacune des analyses de Göçü1 à chacun des groupes de références et probabilité que chacune des moyennes soit classée dans chacun des groupes de référence.

Matrice de classification du tephra Göçü 1 réalisée par l'analyse des fonctions discriminantes

	ACISC 1	ACIPC 2	GDG 4	HADAG 5	ERCIYES 6	KONYA 7	Total
# 1	0	1	0	0	0	0	-
# 2	0	1	0	0	0	0	-
# 3	0	0	1	0	0	0	-
# 4	0	1	0	0	0	0	-
# 5	0	1	0	0	0	0	-
Total	0	4	1	0	0	0	5
%	-	80	20	-	-	-	-
Moyenne	0	1	0	0	0	0	-

Fig. 6.6 - "Göçü 1", un tephra distal retrouvé au nord du bassin de Konya et provenant de l'activité post-caldeira du complexe d'Acigöl

"Göçü1" est un tephra interstratifié dans les dépôts du rivage du paléolac de Konya, daté de 28300 ans BP (Kuzucuoglu, *et al.*, 1998)

6.3.2.5 – L'activité post-caldeira est enregistrée au nord-ouest du bassin de Konya

La carrière de Göçü située au nord-ouest du bassin de Konya, à 150 km à l'ouest d'Acıgöl, est ouverte dans des dépôts de plage appartenant à un cône alluvial deltaïque progradant daté du Pléistocène supérieur (Mouralis, 1996 ; Karabyıkuoğlu, *et al.* 1999). Ces dépôts fossilisent un sol cryoturbé daté de 28300 ± 1100 BP, qui surmonte un téphra obsidiennique de composition rhyolitique et de couleur noire (Kuzucuoğlu *et al.*, 1998). Le verre obsidiennique non vésiculé comprend plus de 76 % de SiO₂, et ne comporte aucun minéraux.

Au vu de l'âge et de la composition géochimique des majeurs, Kuzucuoğlu *et al.* (1998) avaient émis l'hypothèse que ce téphra provenait de Cappadoce, et probablement du secteur d'Acıgöl. La classification par l'analyse des fonctions discriminantes permet de valider sans ambiguïté cette hypothèse.

La figure 6.6A représente la position des analyses dans le diagramme SiO₂/CaO. Le tableau 6.6B indique la moyenne et l'écart-type des 5 analyses effectuées sur les verres⁵. Le tableau 6.6B présente la distance de Mahalanobis (D^2) entre chaque analyse et les groupes de référence, ainsi que la probabilité que chaque analyse soit classée dans chacun des groupes. Pour les analyses #1, 2, 4 et 5 l'appartenance au groupe ACIPC est très claire. En revanche, l'analyse #3 est plus proche du groupe GDG. La moyenne intègre cette différenciation : sa probabilité de classement dans le groupe ACIPC est de 0,71. La matrice de classification présente un résultat identique (tableau 6.6B) : quatre analyses sur cinq sont classées dans le groupe ACIPC. La moyenne est également classée dans ce groupe.

Ce téphra vient probablement d'un des trois événement au chimisme comparable (Korudağ, Güneydağ, Kaleci Tepe) et dont les âges sont proches ou postérieurs à 20 Ka (Bigazzi *et al.*, 1993). Un téphra obsidiennique similaire a été localisé au nord-est du Kaleci Tepe, au site 86. Il affleure en un lit épais de 1 à 2 cm, uniquement constitués d'obsidienne. Il est interstratifié dans les déferlantes du maar du Kaleci Tepe et peut être suivi sur l'ensemble des coupes du secteur. Cette observation incite à proposer le Kaleci Tepe comme le candidat le plus sérieux de l'émission du téphra Göçü1.

6.3.2.6 – L'activité post-caldeira se poursuit jusqu'au début de l'Holocène

Sept téphras ont été retrouvés interstratifiés dans la sédimentation lacustre du maar d'Eski Acıgöl (complexe d'Acıgöl, site 73, photo. 5.9, cf. supra, 6.1.2.2.3). Les sept niveaux de

⁵ Les analyses du téphra Göçü1 ont été publiées dans Kuzucuoğlu *et al.* (1998), les résultats bruts complets ont été fournis par J. F. Pastre.

Tabl. 6.4 - Les téphras rhyolitiques de la séquence lacustre du maar d'Eski Acigöl (site 73)

Tableau 6.4A :		Moyenne et écart type				Résultats bruts					
N. anal (1)		Na2O	MgO	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	SiO2	Al2O3	TOT
49	T1	3.83	0.02	4.36	0.39	0.04	0.74	0.07	74.74	12.52	96.71
	T1	0.29	0.02	0.18	0.05	0.04	0.07	0.04	1.33	0.21	1.87
11	T3	3.44	0.02	4.23	0.39	0.03	0.72	0.05	73.20	12.25	94.31
	T3	0.54	0.02	0.17	0.06	0.03	0.07	0.06	0.79	0.21	0.95
15	T4	3.08	0.03	4.69	0.42	0.03	0.70	0.07	72.64	12.35	94.02
	T4	0.40	0.04	0.73	0.20	0.03	0.26	0.04	0.87	0.45	0.90
17	T5	3.54	0.02	4.35	0.38	0.05	0.69	0.07	73.48	12.16	94.74
	T5	0.39	0.01	0.14	0.07	0.06	0.10	0.04	0.82	0.22	1.05
10	T6	3.33	0.01	4.37	0.43	0.02	0.75	0.06	73.04	12.18	94.19
	T6	0.30	0.02	0.18	0.13	0.03	0.20	0.04	0.72	0.41	1.29

Note : moyenne sur la première ligne, et écart type entre parenthèse sur la seconde ligne

(1) : nombre d'analyses pour chaque téphra.

Tableau 6.4B : Classification des téphras distaux par l'analyse des fonctions discriminantes

	ACISC	ACIPC	GDG	HADAG	ERCIYES	KONYA	Total
	1	2	4	6	7	8	
Total (102 analyses)	3	85	13	0	0	0	101
(%)	(2.97)	(84.16)	(12.87)	-	-	-	
T1	0	46	3	0	0	0	49
(%)	-	(93.88)	(6.12)	-	-	-	
T3	0	9	2	0	0	0	11
(%)	-	(81.82)	(18.18)	-	-	-	
T4	2	12	0	0	0	0	14
(%)	(14.29)	(85.71)	-	-	-	-	
T5	0	11	6	0	0	0	17
(%)	-	(64.71)	(35.29)	-	-	-	
T6	1	7	2	0	0	0	10
(%)	(10.00)	(70.00)	(20.00)	-	-	-	

Note :

Pour chaque téphra, sur la première ligne, nombre d'analyses classées dans chacun des groupes, et, sur la seconde ligne, % entre parenthèses.

Tableau 6.4C : Distance de Mahalanobis (D^2) et probabilité que les échantillons soient classés dans chacun des groupes de référence

		Moyenne des échantillons distaux											
		ACISC	ACIPC	GDG	HADAG	ERCIYES	KONYA						
		1	2	4	6	7	8						
Moyenne	T1	9.9	(0.01)	0.6	(0.96)	7.4	(0.03)	26.9	(0.00)	38.9	(0.00)	51.5	####
Moyenne	T3	11.5	(0.01)	2.5	(0.63)	3.6	(0.36)	23.0	(0.00)	35.0	(0.00)	48.6	####
Moyenne	T4	9.4	(0.06)	4.2	(0.80)	7.7	(0.14)	24.6	(0.00)	35.3	(0.00)	44.0	####
Moyenne	T5	12.1	(0.00)	1.7	(0.64)	2.9	(0.35)	22.6	(0.00)	36.0	(0.00)	50.3	####
Moyenne	T6	10.4	(0.01)	2.8	(0.55)	3.3	(0.44)	23.4	(0.00)	34.2	(0.00)	48.5	####

Notes :

Distance (D^2) de chacune des moyennes des échantillons à chacun des groupes de référence.

Entre parenthèses : probabilité que chacune des moyennes soit classée dans chacun des groupes de référence.

téphras sont peu épais (< 5 mm) et constitués de cendres (*glass shards* de 80 à 50 µm). Les caractéristiques de ces verres (niveaux bien individualisés, homogénéité pétrographique, relative fraîcheur des grains peu ou pas émoussés) permettent de penser qu'il s'agit d'horizons téphriques. Les analyses géochimiques des majeurs qui montrent de faibles écarts types (tabl. 6.4A), confirment l'absence ou la faiblesse de remaniement.

Le téphra supérieur (T7) présente une composition basaltique, alors que les 6 téphras inférieurs sont rhyolitiques (Fig. 6.7). Les verres volcaniques des 6 niveaux rhyolitiques se présentent sous la forme d'aiguilles de verres (*glass shards*), aphyriques. Cependant quelques minéraux issus des xénolitiques les accompagnent.

Le tableau 6.5 indique les principales caractéristiques et l'âge approximatif de chacun des téphras. En tenant compte des corrections à apporter aux âges ¹⁴C (cf. *supra*, 6.1.2.2.3), le téphra le plus jeune (T7) aurait un âge proche de 4 à 5 000 ans BC, alors que le plus ancien (T1) aurait environ 10 000 BC. Il s'agit des produits volcaniques les plus jeunes datés en Cappadoce.

6.3.2.6.1 – Origine du téphra basaltique T7

L'origine du téphra basaltique le plus récent (T7) n'a pu être déterminée avec certitude. Cependant, il est possible de proposer quelques pistes. Environ douze édifices stromboliens sont présents dans un rayon de moins d'une dizaine de kilomètres autour du maar d'Eski Acıgöl (fig. 6.8). La comparaison des résultats géochimiques des majeurs du téphra T7 avec des analyses des laves de certains de ces édifices (fig. 6.10) doit être menée avec prudence, puisque les techniques analytiques sont différentes : analyses grains à grains pour T7, analyse « roche totale » pour les autres.

Cependant, les âges de la plupart de ces édifices sont trop anciens pour avoir émis le téphra T7 (cf. *supra*, 6.3.2.2). En effet, nous avons daté les coulées issues des deux édifices stromboliens les plus proches du maar, l'Asağıkızıl Tepe et le Yukarıkızıl Tepe : les âges sont respectivement de 618 ± 14 (CKUZ/DM-05) et de 538 ± 12 Ka (DAM120). Par ailleurs, La coulée située à proximité du village d'Alacaşar, datée de $93 \pm 10,3$ Ka par Olanca (1994), est également trop ancienne. De même, les cônes situés à l'extérieur et à l'est de la caldeira sont également trop anciens pour avoir émis le téphra T7 : les âges du Kızıl Tepe, du Kızıl Tepe-Tülüce, du Karataş Tepe ou du Kuzuluk Tepe s'échelonnent entre 110 et 180 Ka (fig. 6.5).

Deux autres édifices situés à l'est de la caldeira, le Büyük Tepe et le Mercimek Tepe, sont des candidats peu probables. Le premier, recouvert par les produits syn-caldeira d'Acıgöl, est donc antérieur à 160 Ka. Le second est situé à l'est du Kocadağ, en position d'abris par

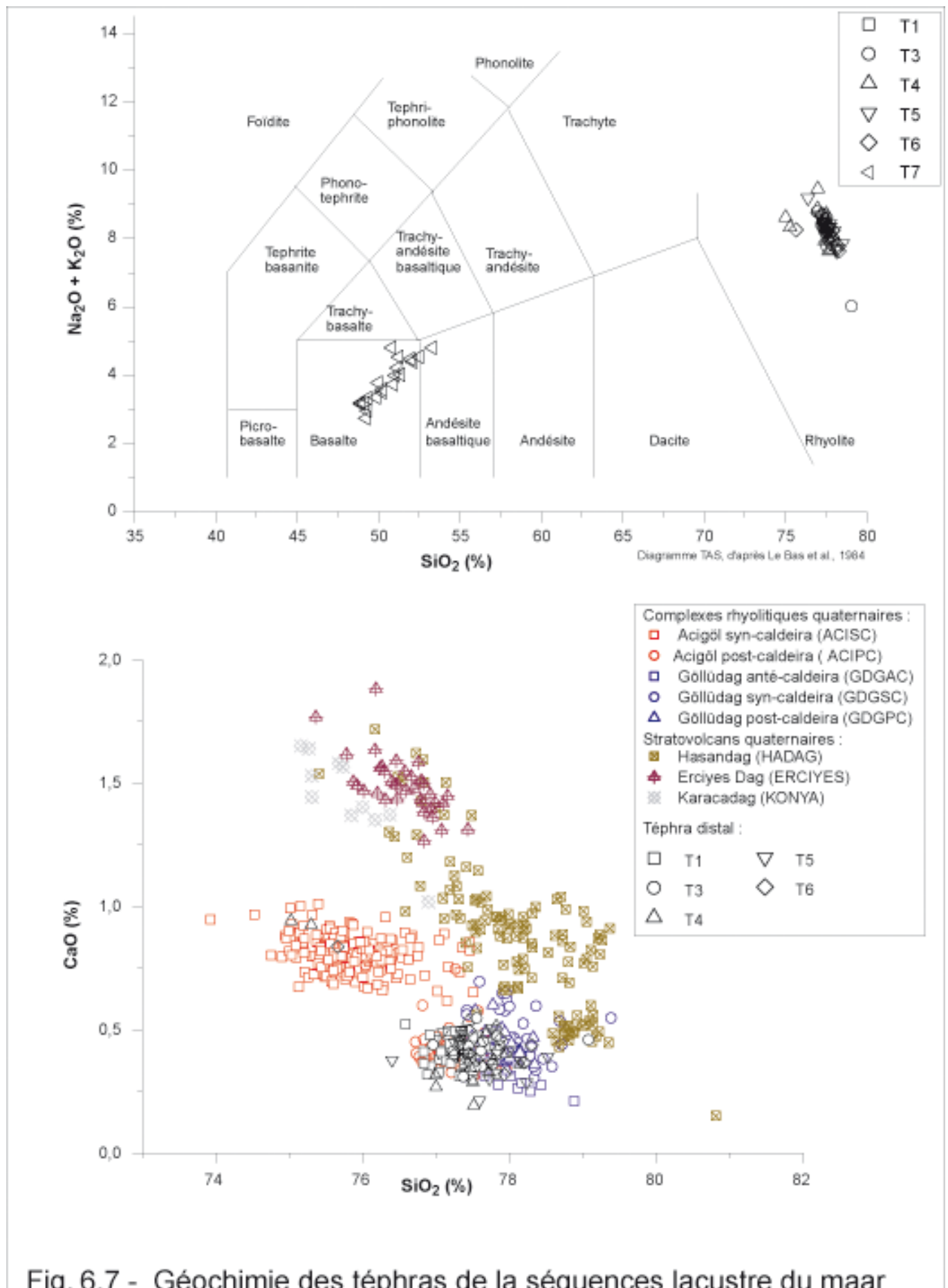


Fig. 6.7 - Géochimie des téphras de la séquences lacustre du maar d'Eski Acigöl

En haut : position des téphras T1 à T7 dans le diagramme TAS. □

En bas : comparaison avec les groupes de référence (diagramme SiO_2/CaO).

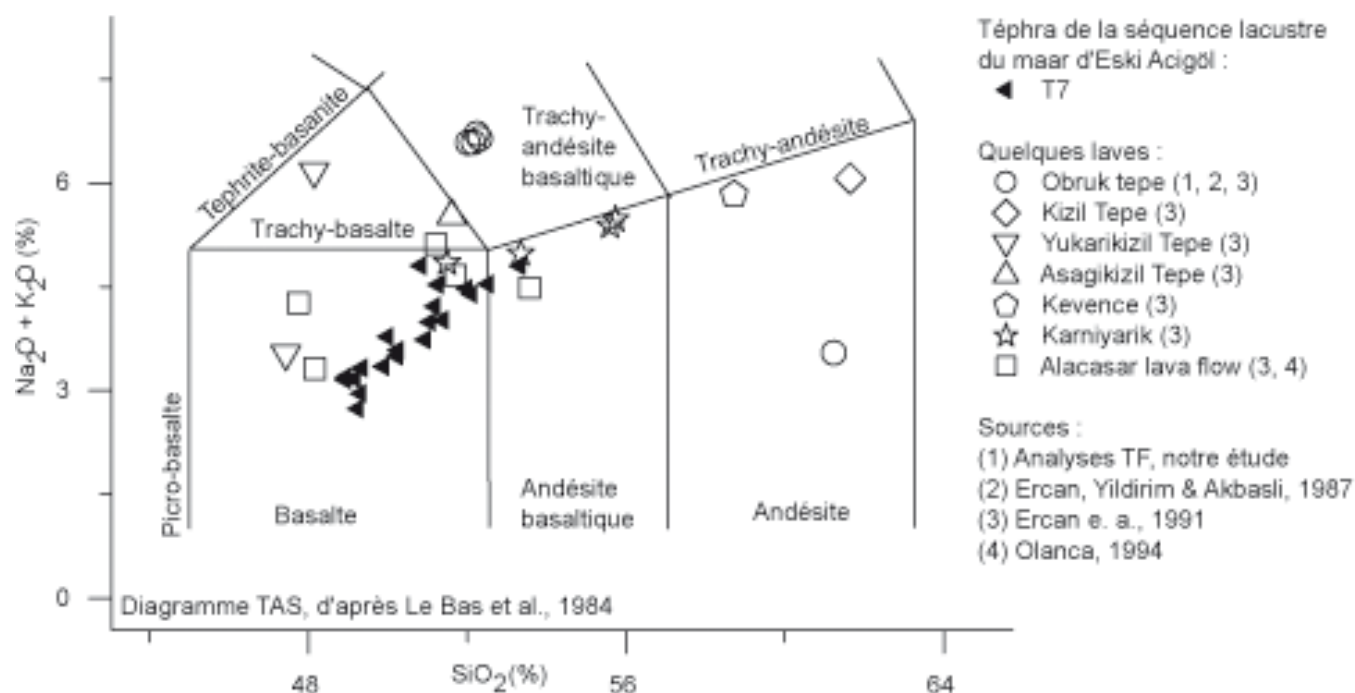


Fig. 6.8 - Le téphra basaltique T7 : comparaison avec quelques laves du secteur d'Acigöl

Tableau 6.5- Âges et caractéristiques des téphras T1 à T7, interstratifiés dans la séquence lacustre d'Eski Acgöl (Complexe d'Acgöl, site 73)

	¹⁴ C ans cal. BP (1)	Texture des verres	Géochimie des verres	Minéraux associés	Autre
T7	~ 6000 à 7000	Noirs, vésiculés	Basaltiques : 49 à 53 % de SiO ₂	Opx	Scories oxydées
T6	~ 7000 à 8000	Esquilles incolors	Rhyolitiques : 75 à 78,5 % de SiO ₂	Mn, Cpx	Cendres ponçues grossières
T5	~ 8500 à 9000			Gypse rare	Diatomées
T4	~ 10000 à 11500			-	Rares scories, obsidienne.
T2	> 11500	Très fines esquilles	-	Plg, Cpx	Cendres ponçues fines
T1		Esquilles incolores	Rhyolitiques : 75 à 78,5 % de SiO ₂	Mn	Cendres ponçues grossières

Note : (1) les âges sont systématiquement vieillissés de 2500 à 3000 ans par dilution du ¹⁴C par du carbone d'origine volcanique (cf. texte, et fig. 6.2).

rapport au maar d'Eski Acıgöl. Pour ces raisons, nous n'avons réalisé aucune analyse ni aucune date sur ces deux édifices. Deux édifices situés au sud ouest du Korudağ (Çevlik et Kızıl Tepe) ont également été éliminés : ils sont recouverts par les produits rhyolitiques du dôme et sont donc antérieurs à ~20 Ka.

Finalement trois candidats subsistent :

i) Le Karnıyarık Tepe est situé au nord du complexe d'Acıgöl, à 7 km environ du maar. La figure 6.10 montre une assez grande proximité la composition chimique de ses produits et celle du téphra T7. Sa morphologie est relativement « fraîche » avec un cratère sommital très bien conservé. Cependant, sa localisation, au nord du Kuzay Tepe, comme son relatif éloignement en font un candidat peu probable.

ii) Le plus jeune des édifices datés est l'Obruk Tepe, situé à 6,5 km au sud-est du maar d'Eski Acıgöl. Il est daté de 32 ± 3 Ka (TF-67). Son chimisme présente un enrichissement en alcalins par rapport à T7 (fig. 6.9). Cette différence pourrait s'expliquer par les minéraux présents dans la lave, qui ne sont pas pris en compte dans l'analyse grains à grains à la microsonde de T7.

Il s'agit d'un édifice complexe, associant deux événements, responsables de l'émission de coulées de lave de très faible ampleur, et un maar basaltique dont les déferlantes sont plaquées sur les cônes. L'échantillon daté (TF-67) provient de la lave émise par le cône méridional. Pour la comparaison avec T7, l'âge de cet échantillon (32 ± 3 Ka) doit être considéré comme « maximal » puisque le fonctionnement phréatomagmatique est postérieur au fonctionnement strombolien : des déferlantes basaltiques sont plaqués sur le cône. Cet édifice est donc un candidat possible à l'émission de T7.

iii) Le dernier candidat possible est le maar de Tülüce, que nous avons identifié et localisé au pied du versant occidental du Kumtepe, qui domine la dépression d'Acıgöl. Situé à 7 km à l'est du maar d'Eski Acıgöl, son cratère est actuellement masqué par des colluvions et des alluvions provenant du Kumtepe, alors que ses déferlantes sont visibles sur le versant occidental du Kumtepe, au site 56 par exemple. Ses produits fossilisent des colluvions remaniant des *artefacts* rapportés au Paléolithique moyen (éclats à débitage Levallois) dont l'âge n'est pas connu mais est antérieur au Pléistocène final terminal.

Si nous n'avons pas pu retrouver avec certitude l'édifice ayant émis le téphra T7, trois candidats sont cependant envisageables. Le moins probable est le Karnıyarık Tepe. Le maar

de Tülüce est un candidat possible puisque ses déferlantes sont postérieures au Pléistocène final terminal. Il est également possible que T7 provienne de l'Obruk Tepe dont l'activité phréatomagmatique est postérieure à 33 Ka.

6.3.2.6.2 – Classification et origine des téphras rhyolitiques

Le tableau 6.6A donne les moyennes et les écarts types des 102 analyses des 5 téphras rhyolitiques déposés au fond du maar d'Eski Acıgöl pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène inférieur. Le téphra T2 n'a pu être analysé correctement en raison de la finesse des aiguilles de verres, généralement inférieures à 50 µm. Le diagramme TAS, comme le tableau 6.6A montre une grande similitude des résultats, indiquant très probablement une origine identique des 5 échantillons rhyolitiques. Ces résultats montrent une grande proximité avec ceux des analyses des autres produits post-caldeira du complexe d'Acıgöl.

La classification des 102 analyses à l'aide des fonctions discriminantes permet de confirmer statistiquement cette observation. Le nombre d'analyses classées dans chacun des 6 groupes est indiqué dans le tableau 6.6B. Aucune analyse n'est classée dans les trois groupes Hasandağ, Erciyes ou Karacadağ-Konya. Si l'on prend en compte l'ensemble des analyses : 84 % des analyses sont classées dans le groupe Acıgöl post-caldeira (ACIPC), 13 % dans le groupe Göllüdağ et 3 % dans le groupe Acıgöl syn-caldeira.

Le tableau 6.6C, indique la distance de Mahalanobis (D^2) des moyennes des analyses de T1, T3, T4, T5 et T6 aux 6 groupes de référence, ainsi que la probabilité que chacune des moyennes soit classée dans tel ou tel groupe. Ce tableau confirme la classification : les distances les plus grandes sont toujours avec le Karacadağ-Konya, l'Erciyes, le Hasandağ puis le groupe ACISC. Les distances les plus faibles sont avec les deux groupes ACIPC et GDG. De plus, les moyennes des analyses des 5 téphras rhyolitiques sont toutes classées dans le groupe ACIPC. La probabilité de classement confirme toutes les observations précédentes. Les plus fortes probabilités de classement dans le groupe ACIPC se retrouvent pour les horizons téphriques T1, T4, T5 et T3. Seul T6 n'a presque qu'une chance sur deux d'être classé dans le groupe ACIPC.

L'origine précise de ces téphras n'est pas connue. Cependant, les observations stratigraphiques indiquent que le dôme dont l'activité est la plus récente est le Korudağ (cf. *supra*, 6.3.2.4). Il est donc probable que les horizons téphriques rhyolitiques T1 à T6 proviennent de l'activité terminale de ce dôme.

Les cinq téphras rhyolitiques appartiennent donc au volcanisme post-caldeira d'Acıgöl. Les travaux de Bigazzi *et al.* (1993) indiquaient que les dômes les plus récents du secteur

d'Acıgöl avaient des âges proches de 20 Ka. Nos analyses montrent que l'activité de ce volcanisme a perduré jusqu'au début de l'Holocène.

Conclusion du chapitre 6 :

Nouvelles chronologies des complexes rhyolitiques de Cappadoce

L'utilisation des méthodes radiométriques est indispensable à la compréhension de la chronologie des édifices volcaniques. Nous avons, cependant, été confrontés à certaines limites méthodologiques. De nombreuses pyroclastites sont (sub-)aphyriques ou ne comportent pas de minéraux datables ou présentent des minéraux altérés. Il a donc souvent été impossible de dater les pyroclastites elles-mêmes. De même, de nombreuses rhyolites de Cappadoce sont hydratées (perlites), ce qui rend difficile l'utilisation de la méthode K/Ar. En revanche, la datation K/Ar des laves peu différenciées ne présente généralement pas de difficulté.

L'utilisation du carbone 14 s'est révélée également limitée par la rareté du matériel datable à cause des périodes d'activité des complexes rhyolitiques de Cappadoce qui sont, pour la plupart, antérieures à la limite de validité de la méthode. En outre, l'exemple du maar d'Eski Acıgöl montre les limites du carbone 14 en domaine volcanique et la nécessité de valider les résultats par comparaison avec d'autres méthodes (uranium-thorium, par exemple) ou d'autres *proxy* (palynologie).

La détermination des âges radiométriques permet de présenter, pour la première fois, la chronologie du complexe rhyolitique du Göllüdağ, actif au cours du Pléistocène moyen. Les dates obtenues permettent de vérifier l'observation stratigraphique de terrain, d'une activité en trois phases d'inégales durées, anté-, syn- et post-caldeira. La première phase s'est déroulée entre 1,6 et 1,3 Ma. La seconde phase, beaucoup plus rapide, s'est produite vers 1,3 Ma ; et la troisième, plus étalée dans le temps, de 1,1 à 0,45 Ma. Ce dernier résultat prolonge considérablement l'activité du complexe, par rapport aux dates TF obtenues sur quelques unes des obsidiennes du complexe (Bigazzi *et al.*, 1993).

Le complexe d'Acıgöl a fonctionné au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. L'activité syn-caldeira, responsable de l'émission des grandes coulées à cendres et lapilli ponceux qui s'étendent en direction du nord et de l'est du complexe, est antérieure à 160 Ka. L'effondrement de la caldeira est réalisé dès 150 Ka, date qui correspond à la mise en place des plus anciens cônes stromboliens à l'intérieur de la structure. Cependant, l'émission de pyroclastites se poursuit autour de 110 Ka .

Les dômes rhyolitiques ont été extrudés en deux phases distinctes. Trois dômes (Asmadaği, Susamsivrisi et Kuzey Tepe) sont antérieurs à la phase syn-caldeira (160 Ka) et quatre sont postérieurs (Kocadağ, Güneydağ, Kaleci Tepe et Korudağ). Le volcanisme basaltique est toujours associé à cette activité rhyolitique, suggérant l'existence d'au moins deux chambres magmatiques situées à des profondeurs différentes.

L'étude des téphras interstratifiés dans la séquence du maar d'Eski Acıgöl montre que le volcanisme du complexe d'Acıgöl s'est prolongé jusqu'au début de l'Holocène. Ces téphras sont parmi les produits volcaniques les plus récents de la Province volcanique d'Anatolie centrale. D'origine locale, et d'âges Tardiglaciaire et Holocène ancien, les téphras rhyolitiques proviennent de l'un des trois dômes situés dans la partie occidentale de la caldeira. Le téphra basaltique T7 a été émis au début de l'Holocène, mais son origine n'a pu être identifiée avec certitude. Cependant les observations de terrain, comme les analyses géochimiques permettent de proposer trois candidats possibles : le Karniyarık Tepe, le maar de l'Obruk Tepe et le maar de Tülüce.

Conclusion de la 2^e partie :

Les corrélations entre les pyroclastites reposent principalement sur les analyses géochimiques et minéralogiques. Les pyroclastites quaternaires de Cappadoce appartiennent à une série calco-alcaline. Les verres de ponces analysés sont tous rhyolitiques et relativement homogène. L'analyse de 66 échantillons proximaux que ce sont les oxydes CaO et Na₂O qui discriminent le mieux les téphras des différents volcans actifs au Quaternaire. Sur la base des analyses nous avons pu distinguer selon leur origine six groupes de téphras : Göllüdağ, Acıgöl syn-caldeira, Acıgöl post-caldeira, Hasandağ, Erciyes Dağ et pour comparaison Karacadağ.

Les analyses géochimiques des éléments majeurs des verres de ponces ne permettent pas d'affiner les distinctions entre ces groupes. En revanche, l'étude des cortèges de minéraux lourds nous a permis de distinguer les téphras des dômes post-caldeira du Göllüdağ. De même, l'assemblage des xénolites nous a permis de distinguer les pyroclastites des dômes terminaux du complexe d'Acıgöl, alors que leurs produits vésiculés ont la même signature géochimique et sont aphyriques.

L'étude des pyroclastites des complexes volcaniques du Göllüdağ et d'Acıgöl permet de préciser le fonctionnement de ces deux complexes. Dans le Göllüdağ, la phase anté-caldeira est responsable de l'émission de cendres et de ponces remaniées dans un environnement fluvio-lacustre. Ces produits sont associés à un téphra provenant du Hasandağ, ce qui témoigne de la contemporanéité de l'activité des deux volcans. La phase syn-caldeira est marquée par l'émission de coulées à cendres et lapilli ponceux et par des retombées pliniennes et des déferlantes associées. Les deux écoulements pyroclastiques principaux, TG-3 et TG-7 sont visibles à l'ouest du complexes où ils ont remblayées les vallées situées entre le Şahinkalesi Tepe et le massif du Göllüdağ. Ces écoulements pyroclastiques ont également rempli une partie de la caldeira du Göllüdağ et apparaissent au sud-est du complexe. Les pyroclastites post-caldeira ont une extension beaucoup plus réduite. Il s'agit de pyroclastites phréatomagmatiques dont l'émission précède l'extrusion des dômes rhyolitiques. Le Hasandağ et le complexe d'Acıgöl ont continué à être actifs après le Göllüdağ, comme en témoignent les téphras provenant de ces deux secteurs qui recouvrent partiellement les dômes post-caldeira du Göllüdağ.

Dans le complexe d'Acıgöl, la phase anté-caldeira est responsable de l'émission de retombées pliniennes de faible extension. Au contraire, la phase syn-caldeira est beaucoup plus violente. Une première retombée plinienne aux ponces tubulaires caractéristiques est surmontées par un ensemble (TA-4) de trois coulées à cendres et lapilli ponceux associées à

des retombées cendreuses et à des déferlantes co-ignimbrtiques. Ces coulées ont partiellement remblayé le fond de la caldeira puis ont été canalisées par un réseau hydrographique préfigurant celui de la Kızılırmak vers le nord et l'est du complexe. La troisième phase correspond, ici aussi, à l'extrusion des dômes rhyolitiques et des pyroclastites associées.

Les deux complexes volcaniques présentent donc un fonctionnement similaire. En revanche, les morphologies résultants de cette activité volcaniques sont différentes. Le complexe d'Acıgöl est une dépression, limitée par les murs de la caldeira. Au contraire, le Göllüdağ est un massif surélevé par rapports aux plaines environnantes, constitué par la coalescence de dômes rhyolitiques.

En outre, les âges de ces deux complexes sont différents : le Göllüdağ date du Pléistocène moyen, alors que le complexe d'Acıgöl date du Pléistocène supérieur. Enfin, la durée de la phase post-caldeira est également différente : dans le Göllüdağ, cette phase s'étend de ~1,1 Ma à ~0,45 Ma, soit pendant près de 650000 ans. Dans le complexe d'Acıgöl la phase post-caldeira est dix fois plus courte : elle débute vers 90 Ka pour se terminer aux alentours de 15 Ka.

III^{ème} partie :

Impacts du volcanisme sur les paysages quaternaires

Chapitre 7 : Démantèlement et remblaiement par les activités volcaniques syn-caldeira

Chapitre 8 : L'activité post-caldeira : des impacts plus modestes

Chapitre 9 : Evolution des paysages post-volcaniques et peuplements préhistoriques

Introduction de la 3^e partie

L'activité volcanique des complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl est responsable de la diffusion des pyroclastites rhyolitiques sur de larges superficies. Afin de préciser les impacts de cette activité sur les paysages et les environnements de Cappadoce, il est nécessaire de différencier les phases syn- et post-caldeira.

Le chapitre 7 est consacré aux impacts de l'activité syn-caldeira. Les coulées à cendres et lapilli ponceux qui remblaient et ennoient les reliefs préexistants. L'effondrement des parties centrales des complexes entraîne parallèlement la destruction partielle des formes antérieures.

Le chapitre 8 porte sur l'activité post-caldeira, caractérisée par la mise en place d'appareils monogéniques dans et sur le pourtour des caldeiras. Tous les dômes rhyolitiques sont associés à des intrusions d'obsidienne et à des pyroclastites. Ces dernières ont, cependant, une extension spatiale bien moindre que les pyroclastites syn-caldeira.

Le chapitre 9 est consacré à l'évolution post-volcanique des paysages en relation avec les peuplements préhistoriques. Dès l'arrêt de l'activité volcanique, les processus érosifs remobilisent les pyroclastites. L'érosion *s. l.* est alors responsable du démantèlement des formations pyroclastiques sur les versants des volcans et de l'édification de cônes alluviaux sur leur bordure. L'arrêt de l'activité volcanique étant diachronique dans les différents secteurs de Cappadoce, les formations détritiques sont souvent interstratifiées avec des téphras distaux. Dès le Paléolithique, l'obsidienne associée aux dômes rhyolitiques est utilisée comme matière première par les hommes préhistoriques. Les coupes associant matériel détritique, téphras « en place » et artefacts préhistoriques permettent, à la fois, de préciser les rythmes d'érosion dans et en bordure des complexes volcaniques et d'insister sur l'ancienneté de l'occupation humaine de la Cappadoce.

Chapitre 7 :

Démantèlement et remblaiement par les activités volcaniques syn-caldeira

Ce chapitre est consacré à l'étude des impacts de l'activité volcanique rhyolitique sur les paysages et les environnements. Nous ne revenons pas ici sur les activités anté-caldeira du Göllüdağ et d'Acıgöl, présentées dans les chapitres précédents, dans la mesure où celles-ci sont peu documentées et d'ampleur très modeste. En revanche, l'activité syn-caldeira de chacun des deux complexes est responsable de modifications profondes et extrêmement rapides des paysages. Ces modifications sont de deux types : d'une part l'activité pyroclastique ainsi que l'effondrement des caldeiras au centre des complexes rhyolitiques démantèlent les structures préexistantes et, d'autre part, la mise en place des grands écoulements pyroclastiques est responsable du remblaiement des dépressions et des vallées.

Dans un premier temps, nous présentons l'ampleur des pyroclastites de chacun des deux complexes. Nous montrons ensuite que la mise en place de ces pyroclastites s'est accompagnée de l'effondrement des parties centrales des deux complexes. Dans un troisième temps, nous nous interrogeons sur la nature de ces effondrements : véritables caldeiras ou fossés volcano-tectoniques ?

7.1 – Extensions et volumes des pyroclastites

Les coulées pyroclastiques du Göllüdağ, comme celles d'Acıgöl témoignent d'éruptions majeures. La mesure des volumes de pyroclastites émises nécessite tout d'abord la connaissance la plus fine possible de l'extension originelle des pyroclastites, souvent différente de l'extension actuelle.

7.1.1 – Extension des pyroclastites du Göllüdağ

7.1.1.1 – Extension actuelle des pyroclastites du Göllüdağ

C'est à l'ouest du massif du Göllüdağ, au contact du Şahinkalesi Tepe, que les pyroclastites syn-caldeira du complexe du volcanique sont les plus épaisses. Aux sites 14, 17 et 18 (fig. 5.2), les deux coulées à cendres et lapilli ponceux principales (TG-3 et TG-7) et les pyroclastites associées atteignent une quinzaine de mètres d'épaisseur. Là, les coulées pyroclastiques ont été canalisées par un ancien système de drainage méridien rejoignant les

plaines de Çiftlik et de Derinkuyu. Les pyroclastites fossilisent ces anciennes vallées et leurs remplissages alluvial et empâtent les versants des principaux sommets (fig. 5.2). La coulée TG-3 est également visible au sud-est du complexe (22 et 23, fig. 5.2), où son épaisseur est inférieure à 2 mètres. **Cette coulée à cendres et lapilli ponceux a donc remblayé l'ensemble de la caldeira du Göllüdağ.**

L'ensemble des pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ recouvrent actuellement une superficie d'environ 150 km² (fig. 5.2). Cependant, leur extension originelle était beaucoup plus importante, comme en témoignent les téphras, en place ou remaniés, retrouvés dans les sondages réalisés dans la plaine de Çiftlik ou encore les affleurements visibles dans la plaine de Derinkuyu.

7.1.1.2 – Les pyroclastites du Göllüdağ et la plaine de Çiftlik

Dans le chapitre 6, nous avons décrit des produits du Göllüdağ retrouvés sur les versants nord du Melendizdağ (sites 1 à 5). Ces produits présentent aujourd'hui une extension réduite, mais il existe des indices d'une **extension originelle beaucoup plus importante.**

7.1.1.2.1 – Les produits remaniés dans les cônes alluviaux du sud de la plaine de Çiftlik

Entre les massifs de la bordure sud de la plaine de Çiftlik, le Melendizdağ à l'est et le Keciboyduran à l'ouest, un oued est responsable de l'édification d'un cône alluvial. Les coupes du site 9 tranchent ce cône aujourd'hui perché de 5 à 10 m au-dessus du niveau de la plaine. Les ponces constituent l'essentiel des produits remaniés dans ces alluvions.

Les coupes font jusqu'à huit mètres de haut et la base n'est pas visible. Les figures sédimentaires sont classiques, avec un litage assez net, des lentilles de matériel *open work*, et une stratification oblique avec une direction de progradation vers le nord. Les lits se distinguent par leur granulométrie, plus ou moins grossière, mais les éléments ne dépassent pas la taille des gravillons, et la structure d'ensemble est de type *clast-supported*. Un tri densimétrique est visible entre les lits ou lentilles essentiellement composés de ponces et ceux riches en lithiques. Ces derniers comprennent par ordre d'importance des rhyolites, des laves andésitiques ou basaltiques, et quelques rares obsidiennes. On observe également trois niveaux à blocs d'andésite basaltique du Melendizdağ ou du Keciboyduran, atteignant 30 cm de grand axe. Ces niveaux à blocs baignent dans une matrice brunâtre (structure *matrix supported*) et l'ensemble suggère un écoulement dense.

Le degré d'altération des ponces, ainsi que leur petite taille rend souvent leur caractérisation difficile. Cependant, trois types se différencient : i) certaines sont peu vacuolaires et aphyriques ; ii) certaines présentent quelques minéraux blancs (quartz et feldspaths), iii) d'autres, enfin, sont également peu vacuolaires, mais porphyriques, riches en minéraux mafiques. Le type i) domine largement.

Tabl. 7.1 - Téphras et horizons téphriques
des trois carottes de la plaine de Çiftlik

Carotte	Echantillons / Profondeur (cm)	Nature des verres	Observations
CAR	CAR 127	Rhyolitique	Lapilli (rhyolite, ponce, obsidienne et basalte)
	CAR 275		Lapilli de ponce, obsidienne, rhyolite
	CAR 620		Cendres rhyolitiques
	CAR 750 à CAR 805		Cendres rhyolitiques, très homogènes
	CAR 985		Cendres rhyolitiques
	CAR 1207		Id.
	CAR 1300 à CAR 1330		Lapilli de ponces et rhyolite
OVALI	OVALI 705	Rhyolitique	Ponces, verres
	OVALI 760 à OVALI 765	Basaltique	Lapilli (ponce et de scories basaltiques)
	OVALI 1000 à OVALI 1005		Sables et graviers anguleux
	OVALI 1520 à OVALI 1555	Rhyolitique	Sable ponceux à amphiboles
KAD	KAD 923 (9 cm)	Rhyolitique	Cendres ponceuses
	KAD 1285 (11cm)		Cendres ponceuses, lapilli scoriacés

Les échantillons analysés (minéralogie et géochimie des verres) sont indiqués en gras.

Le cône alluvial remanie les produits pyroclastiques déposés sur les versants des massifs du sud de la plaine de Çiftlik. Aujourd'hui, ces versants sont totalement dénudés, à l'exception des coupes présentées plus haut (sites 4, 5, 6 et 7, fig. 5.2), toutes situées en situation de relatif abri. Les produits pyroclastiques remaniés dans les dépôts alluviaux ont deux origines : les ponces de type i) et ii) correspondent respectivement aux retombées ponceuses TG-4, -8 et -9 d'une part, et TG-5 d'autre part. Celles de types iii) proviennent du Hasandağ.

7.1.1.2.2 – Les produits retrouvés dans les sondages de la plaine de Çiftlik

Trois carottes ont été prélevées par C. Kuzucuoğlu en août 1996 (fig. 5.2 et 9.3). Elles sont présentées par Ferrari (1998) qui en a réalisé l'étude sédimentologique. Nous avons mené des analyses nouvelles, notamment géochimiques sur des verres de ponces interstratifiés et sur les niveaux pouvant être interprétés comme des téphras.

La carotte CAR (15 m) a été prélevée à environ 1510 m d'altitude. Elle est située en contrebas d'une carrière de diatomites (1525 m) située au pied d'un cône strombolien, l'Erenler Tepe. Le sondage KAD (15 m) a été réalisé à la sortie nord-est du village de Çardak, à environ 1505 m. La carotte OVALI (16 m) est située dans les marais de la plaine, 1,5 km en amont des précédentes, à environ 1500 m d'altitude.

La base de la carotte CAR présente une sédimentation lacustre, laminée, jusqu'à environ -4,4 m, avec des argiles compactes de couleur verdâtre en profondeur (-15 à -9 m) et blanchâtre au-dessus (-9 à -4,4 m). Ce deuxième niveau est essentiellement composé de diatomées. Le sommet de la carotte est enrichi en sables.

La base de la carotte KAD (-15 à -7,9 m) est formée d'argiles lacustres laminées et de couleur foncée. Au-dessus de -7,9 m, le sommet du sondage présente une sédimentation nettement alluviale.

La carotte Ovalı présente une évolution plus complexe que les précédentes, probablement liée à une position plus proche du chenal, avec une alternance de produits sablo-graveleux et de niveaux argileux. C'est la séquence la plus complexe des trois carottes.

L'observation des carottes et des résultats granulométriques (Ferrari, 1998) permet d'identifier **treize niveaux enrichis en matériel volcanique, pouvant être des téphras ou des horizons téphriques** (Tableau 7.1). **Deux d'entre eux sont des téphras basaltiques**, retrouvés dans la carotte OVALI, respectivement à 760 et 1005 cm de profondeur. On y observe des scories, provenant probablement du cône basaltique (Erenler Tepe) qui domine les sites de sondage CAR et OVALI.

Les onze autres niveaux se caractérisent par une fraction grossière (sables), un **enrichissement en matériel volcanique rhyolitique** (ponces, rhyolites, obsidiennes) parfois accompagné de minéraux. Ces verres ne sont pas forcément des téphras *in situ*, et peuvent être plus ou moins remaniés en horizons téphriques ou en matériel alluvial et/ou colluvial.

L'un de ces niveaux apparaît dans les trois carottes, à environ 750-800 cm de profondeur dans CAR, 700 cm dans OVALI, et 900 cm dans KAD. Nous avons analysé deux échantillons de ce niveau provenant de CAR et un provenant de OVALI. **Les analyses géochimiques montrent une grande proximité entre ces verres et ceux du Göllüdağ.** La teneur, normalisé à 100 %, en SiO₂ est comprise entre 77,4 et 77,6 % en celle en CaO de 0,2 à 0,4 % (annexe 4 et fig. 7.1). La classification par l'analyse des fonctions discriminantes confirme ces observations (tabl. 7.2A et 7.2B). **L'éruption syn-caldeira du Göllüdağ a donc remblayé une partie de la dépression de Çiftlik.** Ces pyroclastites ont ensuite été fossilisées par les dépôts alluviaux postérieurs.

7.1.1.3 – Les pyroclastites du Göllüdağ et la plaine de Derinkuyu

Des pyroclastites du Göllüdağ affleurent à l'est du complexe, dans une des parties les plus déprimées de la plaine de Derinkuyu à 1310 m d'altitude, au sud du village de Gölcük (site 30, fig. 5.4). La coupe mesure environ 5 mètres d'épaisseur et montre, **reposant sur un paléosol, trois retombées à lapilli ponceux.** Chaque téphra est séparé des précédents par des formations de remaniement.

La base de la coupe présente un niveau induré à grains de la taille des sables grossiers, surmonté par un paléosol brun, d'une soixantaine de centimètres d'épaisseur, à lentilles ponceuses. Les ponces sont de la taille des lapilli et sont émoussées.

Sur ce paléosol, une première retombée ponceuse de près de 50 cm d'épaisseur contient des ponces peu vésiculées, à vésicules orientées. Les ponces représentent plus de 80 % du matériel et sont de la taille des lapilli. Les lithiques comprennent des rhyolites et quelques obsidiennes. Le sommet montre un enrichissement en matrice brunâtre. Au-dessus, des colluvions, puis des alluvions à lentilles entrecroisées remanient la retombée.

Une seconde retombée comporte des ponces de moins de 2 cm de grand axe et présente un granoclassement normal puis inverse, sur environ 50 cm d'épaisseur ; ensuite, les 30 cm supérieurs sont cendreaux. Les ponces ont un faciès à vésicules allongées et sont parfois moussues. Elles représentent encore 80 à 90 % des éléments. Les lithiques sont composés de rhyolites et de rares obsidiennes. Au-dessus, on observe une formation de remaniement alluvial, à lentilles *openwork* et à stratification entrecroisée, épaisse de 15 à 20 cm.

La troisième retombée à lapilli de ponces présente des ponces à grosses vésicules orientées. Les ponces représentent 70 % des éléments ; les lithiques sont composés de rhyolites et d'obsidiennes. Là encore, la retombée est surmontée par une formation de remaniement alluviale.

Le sommet de la coupe présente des colluvions à ponces prises dans une abondante matrice limoneuse, et admettant un niveau d'encroûtement carbonaté de 5 à 10 cm d'épaisseur.

Les différents éléments descriptifs, et notamment les faciès des ponces, permettent d'attribuer ces téphras au complexe du Göllüdağ. La première retombée à ponces à vésicules orientées se rapproche de TG-4. La seconde retombée ponceuse, présentant des ponces

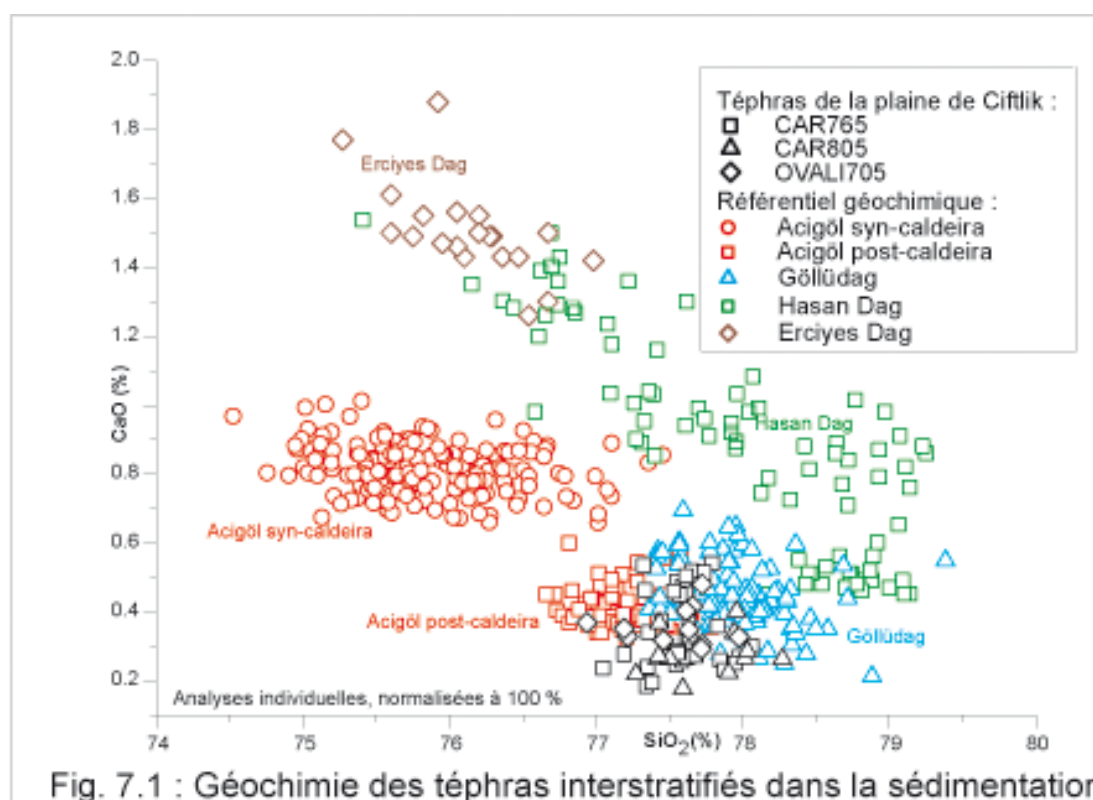


Fig. 7.1 : Géochimie des téphras interstratifiés dans la sédimentation de la plaine de Ciftlik. Comparaison avec les groupes de référence

Tabl. 7.2 - Les téphras interstratifiés dans la sédimentation fuvio-lacustre du de la plaine de Ciftlik

Tableau 7.2A : Moyenne et écart type (résultats bruts)

N. anal (1)	Na2O	MgO	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	SiO2	Al2O3	TOT
35 CAR765	3.61 (0.32)	0.03 (0.03)	4.67 (0.49)	0.34 (0.11)	0.06 (0.05)	0.65 (0.17)	0.09 (0.05)	74.60 (1.17)	12.24 (0.24)	96.30 (1.52)
12 CAR805	3.63 (0.20)	0.03 (0.02)	4.60 (0.33)	0.27 (0.06)	0.04 (0.03)	0.73 (0.07)	0.12 (0.04)	74.84 (1.94)	12.19 (0.43)	96.43 (2.53)
11 OVA705	2.85 (0.32)	0.03 (0.02)	5.50 (0.64)	0.34 (0.05)	0.05 (0.05)	0.65 (0.05)	0.05 (0.04)	72.67 (0.78)	11.75 (0.19)	93.88 (1.22)

Note : moyenne sur la première ligne, en gras ; écart type sur la deuxième ligne, entre parenthèses
(1) : nombre d'analyse pour chaque téphra.

Tableau 7.2B : Distance de Mahalanobis (D^2) et probabilité que les échantillons soient classés dans chacun des groupes de référence

		ACISC 1	ACIPC 2	GDG 4	HADAG 6	ERCIYES 7	KONYA 8
Moyenne	CAR765	14,4	5,5	1,7	28,3	45,3	59,2
		(0.00)	(0.13)	(0.87)	(0.00)	(0.00)	(0.00)
Moyenne	CAR805	13,9	5,4	1,5	28,00	44,9	59,00
		(0.00)	(0.12)	(0.88)	(0.00)	(0.00)	(0.00)
Moyenne	OVA705	14,00	11,9	10,1	38,3	42,8	53,1
		(0.09)	(0.26)	(0.65)	(0.00)	(0.00)	(0.00)

Notes : Distance (D^2) de chacune des moyenne des échantillons à chacun des groupes de références.
Entre parenthèse : probabilité que chacune des moyennes soit classée dans chacun des groupes de référence.

moissues pourrait se rapporter à TG-5. Enfin, les ponces à grosses vésicules orientées sont proches de TG-9 (cf. *supra*, 5.1.2 et annexe 1).

7.1.1.4 – Volume des pyroclastites

Recouvrant le complexe du Göllüdağ, la partie nord du Melendizdağ, la moitié orientale du Şahinkalesi Tepe ainsi que la plaine de Çiftlik et une partie de celle de Derinkuyu, l'extension originelle des produits syn-caldériques peut être estimée à plus de 720 km².

Pyle (1989 & 1995) et Fierstein & Nathenson (1992) ont proposé des méthodes de calcul du volume des retombées. Elles nécessitent un grand nombre de mesures qui ne peuvent réellement être menées que sur des dépôts relativement jeunes et/ou préservés de l'érosion. Pour la reconstitution du volume d'éruption ancienne, Legros (2000) a proposé une méthode de calcul du volume minimum à partir d'une seule isopaque. Cette méthode repose sur l'observation que la plupart des dépôts présentent une décroissance exponentielle de l'épaisseur à partir de l'événement. Elle ne nécessite que la détermination d'une unique isopaque et de sa surface.

Dans le cas du Göllüdağ, trois éléments rendent la mesure difficile.

- i) Ces différentes méthodes ont été conçues pour le calcul des volumes des retombées. Il est en effet plus délicat de calculer le volume des écoulements pyroclastiques, qui peuvent être en partie chenalisés ; or, ces écoulements représentent une grande part des pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ ;
- ii) Les deux dépressions de Derinkuyu au nord-est et de Çiftlik au sud-ouest sont en partie remblayées par les pyroclastites comme l'indiquent les téphras des carottes de la plaine de Çiftlik et les coupes du site 30 ;
- iii) Les pyroclastites qui nappaient les versants du Melendizdağ ont été érodées et remaniées dans les cônes alluviaux qui bordent la plaine de Çiftlik. Or l'épaisseur initiale de ces retombées n'est pas connue ;
- iv) L'extrusion postérieure de dômes rhyolitiques au cœur même du complexe masquent les dépôts proximaux.

Afin de mesurer le volume des pyroclastites, nous avons utilisé la méthode proposée par Legros (2000). La figure 7.2 présente les cartes en isopaques pour les différentes retombées et

Tabl. 7.3 - Epaisseur des pyroclastites syn-caldeira

7.3A - Complexe du Göllüdag														
Pyroclastites syn-caldeira										Pyroclastites provenant du Hasandag				
SITE	TG-3	TG-4	TG-5	TG-6	TG-7	TG-8	TG-9	TG-10	Total	TG-11H	TG-12H	TG-13H	TG-14	Total
2	-	-	300	-	-	-	-	-	300	-	-	-	-	-
3	-	-	200	-	-	-	-	-	200	-	-	-	-	-
4	-	-	50	-	-	-	-	-	50	50	-	-	-	-
5	-	-	100	-	-	100	150	-	350	-	-	-	-	-
6	-	-	-	-	-	-	100	-	100	-	-	-	-	-
7	-	-	30	-	-	50	100	100	280	-	-	-	-	-
12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-
14	300	-	150	-	500	-	-	0.5	950.5	-	-	-	-	-
15	400	100	-	200	900	-	-	-	1600	-	-	-	-	-
16	600	-	100	-	700	-	-	-	1400	-	-	-	-	-
18	800	-	150	-	900	-	-	-	1850	-	-	-	-	-
20	-	150	300	-	-	-	-	-	450	-	-	-	-	-
21	800	-	-	-	-	50	-	-	850	-	-	-	-	-
22	200	150	150	-	-	-	100	100	700	-	-	-	-	-
23	200	100	150	-	-	-	-	-	450	-	-	-	-	-
24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	50	100	-	150
25	800	-	-	-	-	-	-	50	850	-	-	-	-	-
26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	50	-	100
30	-	50	50	-	-	50	-	-	150	-	-	-	-	-
7.3B - Complexe d'Acigöl														
Pyroclastites basales							Pyroclastites terminales							
SITE	TA-3	TA-4	TA-5	TA-6	TA-7	Total	TA-9	TA-11	TA-12	Total				
51	200	-	-	-	-	200	-	-	-	-				
52	300	1500	600	100	200	2700	100	400	300	800				
53	-	-	-	-	50	-	50	-	-	50				
55	800	-	-	-	-	800	-	-	-	-				
57	-	400	-	-	-	400	400	400	400	1200				
61	300	100	-	-	-	400	100	200	-	300				
62	350	200	100	-	-	650	20	50	-	70				
63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
64	-	400	-	-	-	400	-	-	-	-				
65	100	600	-	-	-	700	-	-	-	-				
66	400	-	-	-	-	400	-	-	-	-				
67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
68	200	300	-	-	-	500	-	-	-	-				
69	-	600	-	-	-	600	-	-	-	-				
70	-	250	-	-	-	250	-	-	-	-				
72	-	600	-	-	-	600	-	-	-	-				
79	100	600	-	-	-	700	-	-	-	-				
80	-	800	-	-	-	800	-	-	-	-				
81	-	1000	-	-	-	1000	-	-	-	-				
83	-	500	-	-	-	500	-	-	-	-				
85	-	800	-	-	-	800	-	-	-	-				
86	-	200	200	-	-	400	-	-	-	-				
87	-	600	-	-	-	600	-	-	-	-				
90	-	-	-	-	-	-	20	200	-	220				
91	-	-	-	100	200	300	-	100	-	100				
92	-	-	-	-	100	100	-	150	-	150				
94	-	-	-	-	50	50	-	50	-	50				
95	50	-	20	-	-	70	30	-	30	60				

Tabl. 7.4 : Volumes des pyroclastites syn-caldeira, comparés aux volumes effondrés des caldeiras							
<i>Volumes minima calculés selon la méthode de Legros (2000)</i>							
Complexe du Göllüdag				Complexe d'Acigöl			
Pyroclastite	Superficie maximale (km ²)	Volume brut (km ³) DRE (km ³)		Pyroclastite	Superficie maximale (km ²)	Volume brut (km ³) DRE (km ³)	
<i>Retombées pliniennes :</i>				<i>Retombées pliniennes :</i>			
TG-4	165.5	1.0	0.4				
TG-5	363.4	1.3	0.5				
TG-6	5.7	0.1	0.0	TA-3 à TA-7	1108.3	7.3	2.9
TG-8	234.8	1.7	0.7				
TG-9	123.7	0.9	0.4				
TG-10	103.2	0.8	0.3				
Total	-	5.7	2.3	total	-	7.3	2.9
<i>Ecoulements pyroclastiques :</i>				<i>Ecoulements pyroclastiques :</i>			
TG-3	226.6	1.88	2.5	TA-4	408.6	7.54	3.0
TG-7	41.7	0.77	0.6				
Total	-	2.65	3.1	Total	-	7.54	3.0
Total pyroclastites 5.4				Total pyroclastites 5.9			
Caldeira :				Caldeira :			
Superficie (km ²)	Profondeur (m)	Volume (km ³)		Superficie (km ²)	Profondeur (m)	Volume (km ³)	
65.7	100	6.6		85.1	50	4.3	
				Pyroclastites terminales			
				Pyroclastite	Superficie maximale (km ²)	Volume brut (km ³)	DRE (km ³)
				TA-9 à TA-13	478.5	3.53	1.4

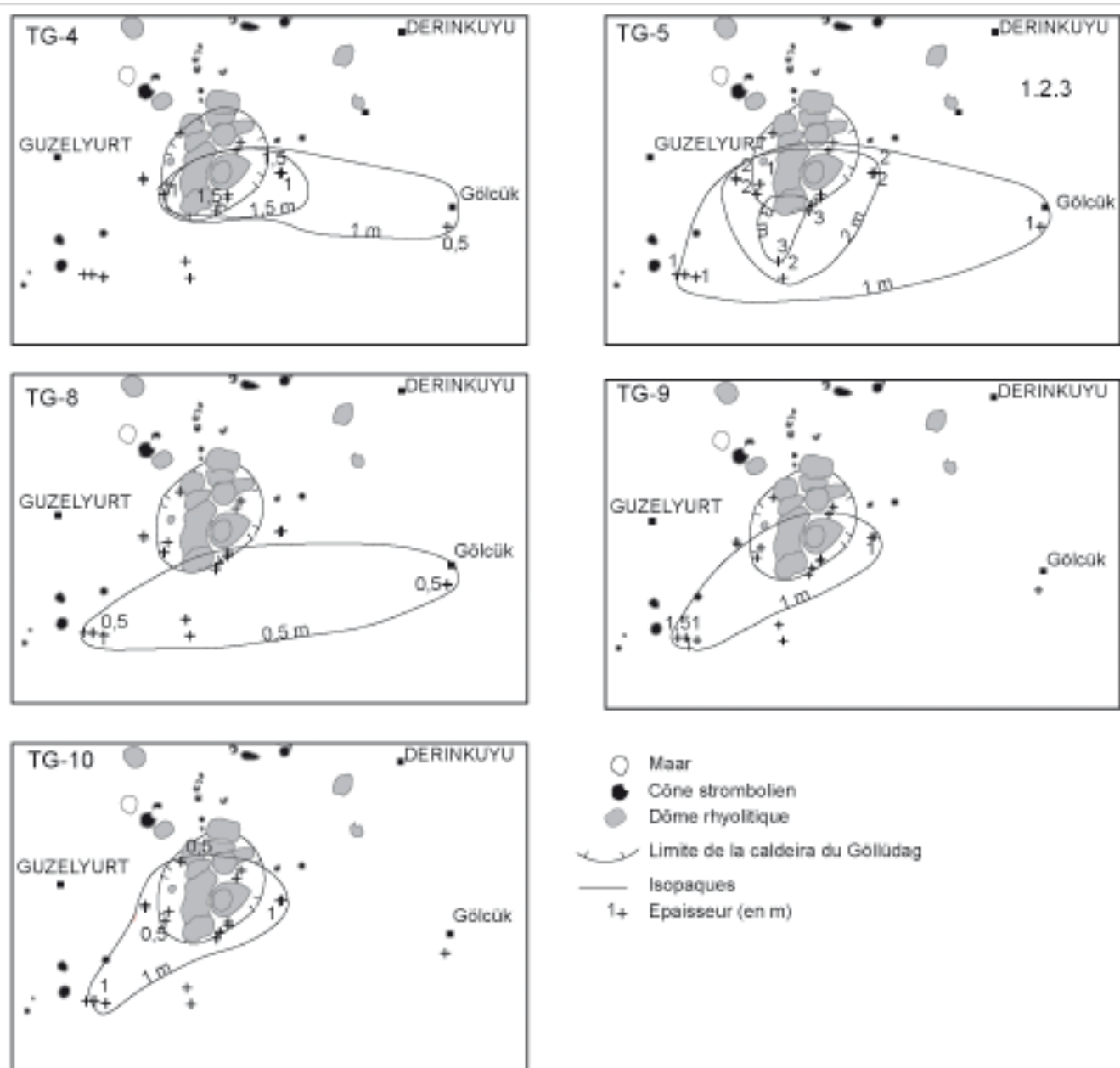


Fig. 7.2 - Epaisseurs des retombées pliniennes associées à l'activité syn-caldeira du complexe volcanique du Göllüdag

le tableau 7.3A indique les superficies et les volumes des différents téphras⁶. Le total non compacté approche 6 km³. Le volume équivalent dense roche (DRE), peut être obtenu en tenant compte de la faible densité des ponces par rapport aux laves (1 contre 2,5 environ est une valeur généralement admise ; Rodrigez *et al.*, 2002 ; Bardintzeff, 1998). Le volume DRE est alors de 2,3 km³. Il s'agit bien sûr d'un volume minimum qui ne tient qu'en partie compte des dépôts érodés.

Surtout, cette mesure ne prend pas en compte les écoulements pyroclastiques. L'observation des coupes montre que, dans la majorité des sites, les écoulements pyroclastiques sont beaucoup plus épais que les retombées. En attendant des relevés plus précis, le volume des écoulements peut être estimé égal à celui des retombées. **Le volume total équivalent roche dense serait donc proche de 5 à 6 km³**. Il s'agit d'une valeur qui sous-estime très probablement le volume réel des pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ.

7.1.2 – Extension des pyroclastites du complexe d'Acıgöl

Les pyroclastites syn-caldeira situées à l'est et au nord du complexe ont pour la première fois été décrites par Pasquarè (1968), puis ré-interprétées par Druitt *et al.* (1995). Grâce à de nouvelles carrières, nous proposons ici une nouvelle interprétation qui reprend le découpage chronologique proposé par Druitt *et al.* (1995), mais s'accorde davantage avec les observations stratigraphiques de Pasquarè (1968).

7.1.2.1 – Ré-interprétation des pyroclastites syn-caldeira

7.1.2.1.1 – Les travaux de Pasquarè (1968) et de Druitt *et al.* (1995)

Pasquarè (1968 : 179 *sq.*) distingue deux formations principales (fig. 7.3) : i) l'« *Alacaşar Tuff* » composé de coulées à cendres et lapilli ponceux s'écoulant en direction du nord-est ; et ii) le « *Kumtepe Ash* », composé de retombées pliniennes et de déferlantes, et couvrant essentiellement la partie orientale du complexe. Selon l'auteur, le *Kumtepe Ash* recouvre l'*Alacaşar Tuff*, et lui est donc postérieur. Les deux formations sont séparées par des formations basaltiques.

Druitt *et al.* (1995), distinguent également deux groupes : i) le « *Lower Acıgöl Tuff* » (LAT) ; et ii) le « *Upper Acıgöl Tuff* » (UAT). Le premier regroupe 5 retombées ponceuses, intercalées avec 3 coulées pyroclastiques (ignimbrites) associées à des retombées cendreuses.

⁶ Les résultats indiqués dans ce chapitre diffèrent sensiblement de ceux publiés dans Mouralis *et al.*, 2002. Il s'agissait alors de résultats préliminaires, complétés lors de la mission de l'été 2002 par l'observation de nouvelles coupes.

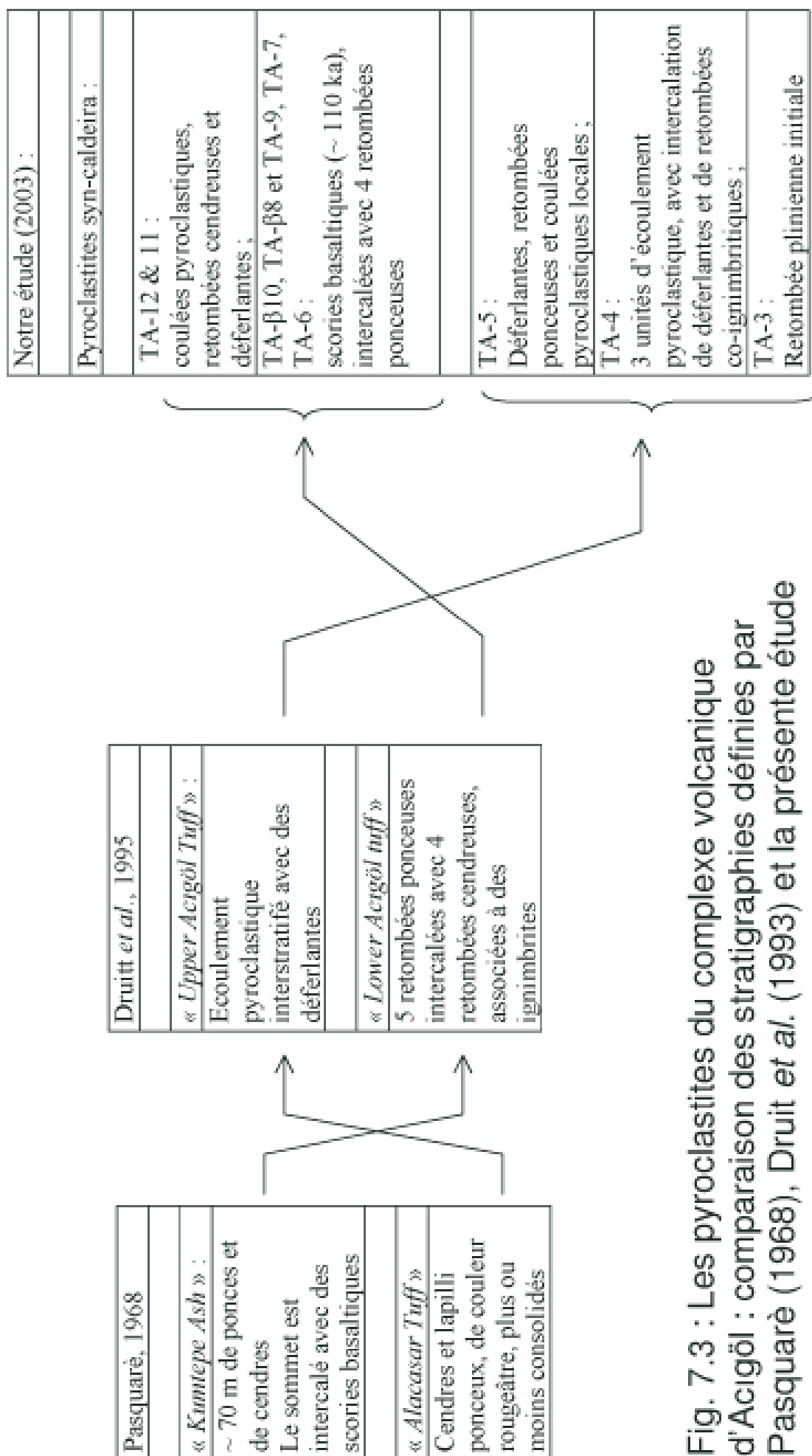


Fig. 7.3 : Les pyroclastites du complexe volcanique d'Acigöl : comparaison des stratigraphies définies par Pasquaré (1968), Druitt et al. (1993) et la présente étude

L'UAT comprend des déferlantes, des retombées cendreuse laminées, des retombées cendreuse et des écoulements ignimbritiques. Ces derniers comprennent au moins trois unités massives, de couleur blanchâtre ou rougeâtre. Vers l'est, ces écoulements ont été canalisés dans les vallées de Nevşehir et de Kaymaklı. En direction du nord, ces écoulements forment une topographie relativement régulière, inclinée en direction de la Kızılırmak. D'après la figure 6 de Druitt *et al.* (1995), un paléosol a été observé entre le LAT et l'UAT en un seul site (site n° 5 des auteurs). Ailleurs, ce sont des scories basaltiques qui séparent les deux groupes de pyroclastites.

Le « *Lower Acıgöl Tuff* » regroupe la plus grande partie du *Kumtepe Ash* de Pasquarè (1968) ; alors que le « *Upper Acıgöl Tuff* » regroupe la partie sommitale du *Kumtepe Ash*, ainsi que la totalité de l'*Alacaşar Tuff*. Ainsi, la stratigraphie de Druitt *et al.* (1995) est inversée par rapport à celle de Pasquarè (1968). Selon Druitt *et al.* (1995), Pasquarè aurait commis deux erreurs : d'une part le *Kumtepe Ash* comporte deux groupes de pyroclastites d'âges différents et, d'autre part, l'*Alacaşar Tuff* est postérieur et non antérieur au *Kumtepe Ash*. La distinction entre LAT et UAT repose sur l'assemblage des lithiques : l'obsidienne est quasiment absente du *Lower Acıgöl Tuff*, alors qu'elle est abondante (environ 10 % des éléments) dans le *Upper Acıgöl Tuff*.

Le principal point de discussion sur la stratigraphie est donc le suivant : **les écoulements pyroclastiques observés au nord du complexe (autour du village d'Alacaşar et de la ville de Nevşehir) sont-ils postérieurs ou antérieurs aux retombées pyroclastiques observées à l'est du complexe, dans le secteur de Kumtepe ?**

Le contact entre les différentes formations étant rarement visible, la stratigraphie est effectivement difficile à établir. La coupe du site 65 (fig. 4.2) montre que la retombée ponceuse TA-3, qui surmonte en altitude la coulée à cendres et lapilli TA-4, lui est, en fait, stratigraphiquement antérieure. Cette observation est confirmée par les coupes visibles dans les carrières du Kumtepe à l'est de la caldeira (sites 51 et 52, fig. 5.10).

7.1.2.1.2 – *Nouvelle stratigraphie*

Les nouvelles carrières de Kumtepe permettent aujourd'hui, de ré-interpréter cette stratigraphie. En particulier, les sites 51, 52 et 53 offrent une séquence complète, allant de l'activité anté-caldeira à l'activité post-caldeira. La reconnaissance des différentes unités et de leurs contacts (chap. 6) permet d'affirmer que :

- i) en l'absence de formations alluviales, colluviales ou de paléosol, l'accumulation des pyroclastites TA-3 à TA-13 est remarquablement continue. Les seuls paléosols

visibles se situent sous les pyroclastites, au contact du substrat (site 65), et au-dessus des pyroclastites avant le fonctionnement des maars et des dômes post-caldeira (sites 53 et 86) ;

- i) les seuls indices d'un ralentissement de l'activité volcanique syn-caldeira sont :
 - a) l'interstratification de scories basaltiques (TA-β8 et TA-β10) ;
 - b) le recoupement de TA-3 à TA-9 par les scories basaltiques de TA-β10 au site 61 (cf. *supra*, fig. 5.15) ;
- ii) les nouvelles datations K/Ar suggèrent également deux phases d'activité : l'une vers 160 ka (dépôt de TA-3 à TA-7) et l'autre, d'extension plus limitée, vers 110 ka (TA-12 et TA-13). Les écoulements pyroclastiques TA-4 du nord du complexe sont fossilisés par les retombées et les déferlantes postérieures (TA-5 et suivants) observées au site 52, ainsi qu'à l'est du complexe.

Les nouvelles coupes observées sur et à proximité des collines de Kumtepe permettent donc d'affirmer qu'après une activité plinienne initiale (TA-3), les écoulements pyroclastiques TA-4 (« *Alacaşar Tuff* ») ont recouvert une grande partie de la région. Nos observations rejoignent donc celles de Pasquarè (1968). En outre, ces pyroclastites ont été mises en place en deux temps : les téphras TA-3 à TA-7 sont antérieurs à l'activité basaltique datée de 110 ka, alors que les téphras TA-11 et 12 lui sont postérieurs.

7.1.2.2 – Extension et volume des pyroclastites

Les retombées à cendres et lapilli ponceux associées à l'activité syn-caldeira forment un lobe orienté vers le nord-est, suggérant un événement localisé entre le Kumtepe et l'Asmadağı Tepe. Cette origine avait déjà été reconnue par Pasquarè (1968), Le Pennec *et al.* (1991) et Druitt *et al.* (1995).

En suivant les affluents de rive gauche de la Kızılırmak, les coulées pyroclastiques TA-4 se sont principalement étendues en direction de l'est et du nord, et sont absentes du sud et de l'est du complexe. Vers l'est, elles ont été canalisées par les vallées inscrites dans les formations volcaniques néogènes et plio-quadernaires, notamment au niveau de la ville de Nevşehir, où elles atteignent une épaisseur totale d'environ 20 m. En direction du nord, elles ont recouvert une topographie beaucoup moins différenciée. Leur surface est alors régulièrement inclinée vers la Kızılırmak. Seule l'érosion postérieure a retouché cette surface en creusant de petits vallons profonds d'une dizaine de mètres. La distribution des pyroclastites syn-caldeira forme ainsi un lobe orienté vers le nord-est. Cette répartition suggère un événement localisé à proximité de l'Asmadağı Tepe. Le volume DRE de l'ensemble des

produits pliniens liés à l'activité syn-caldeira TA-3 à TA-7, est d'environ 2,9 km³ (tabl. 7.4). Il s'agit d'un volume minimum calculé avec la méthode de Legros (2000) qui ne tient pas compte de l'épaisseur des écoulements pyroclastiques.

La mesure du volume de ces écoulements pyroclastiques est difficile à effectuer en raison de l'absence de coupe qui permettraient d'observer la base de ces formations, notamment au nord du complexe où les écoulements TA-4 s'étendent jusque vers la Kızılırmak. Cependant, au nord du complexe, l'épaisseur visible est toujours supérieure à une dizaine de mètres. De même, dans le fond de la caldeira, alors que la base des pyroclastites n'est pas visible, leur épaisseur est supérieure à 15 m. L'extension actuelle de l'écoulement pyroclastique TA-4 est d'environ 410 km². En admettant une épaisseur moyenne d'environ 5 m, le volume DRE de cet écoulement est alors d'environ 3 km³.

En prenant en compte les produits pliniens et les écoulements pyroclastiques, le volume minimum des pyroclastites syn-caldeira d'Acıgöl peut ainsi être estimé à 6 km³.

Les pyroclastites syn-caldeira d'Acıgöl ont un volume proche de celles du Göllüdağ. Dans les deux complexes, ces pyroclastites sont en partie constituées par des coulées à cendres et lapilli ponceux qui ont remblayé les topographies préexistantes. Dans le cas du Göllüdağ, ces coulées ont notamment fossilisé les vallées situées entre le Şahinkalesi Tepe et le Melendiz Dağ, dont les alluvions sont encore visibles aux sites à l'ouest de la caldeira (sites 14, 15, 16 18, fig. 5.2) et elles ont contribué au remblaiement des plaines de Derinkuyu et de Çiftlik.

Au nord-est du complexe d'Acıgöl, les écoulements pyroclastiques ont fossilisé les vallées des affluents de la rive gauche de la Kızılırmak, indiquant que les topographies inscrites dans les roches volcaniques néogènes étaient déjà bien différenciées au Pléistocène moyen à supérieur. En revanche, au nord du complexe, les pyroclastites syn-caldeira ont recouvert une topographie plus aplanie et ont empâté les quelques reliefs qui en émergeaient : reliefs tabulaires, résiduels de l'érosion des ignimbrites néogènes, et dômes rhyolitiques antérieurs à l'activité syn-caldeira. Ces pyroclastites ont, *in fine*, totalement désorganisé le réseau hydrographique. Au nord du complexe d'Acıgöl, le réseau est aujourd'hui constitué de drains parallèles très faiblement organisés et hiérarchisés, témoignant de la relative jeunesse du volcanisme (Pléistocène moyen à supérieur) : le réseau hydrographique n'a pas eu le temps de s'y réorganiser.

7.2 – Effondrement des parties centrales des complexes

Les parties centrales des complexes se sont effondrées parallèlement à la mise en place de ces pyroclastites. Ces effondrements peuvent donc être assimilés à des caldeiras. Cependant, leur nature mérite d'être discutée dans la mesure où, dans le cas du complexe d'Acıgöl comme dans celui du Göllüdağ, les morphologies caractéristiques n'apparaissent pas partout dans la topographie.

Nous présentons successivement les éléments permettant d'affirmer l'existence d'effondrements dans chacun des deux complexes, puis nous discuterons de la nature de ces effondrements.

7.2.1 – Le massif du Göllüdağ

Le complexe du Göllüdağ apparaît en position déprimée par rapport au Şahinkalesi Tepe et au Melendizdağ dont les altitudes dépassent souvent 2000 m. Mais le Göllüdağ constitue également un massif qui domine les plaines de Çiftlik et de Derinkuyu (cf. *supra*, fig. 5.1).

Des témoignages de l'effondrement de la partie centrale du complexe rhyolitique sont observables dans la partie occidentale du Göllüdağ (site 15, 18 et 19, fig. 5.2 et 7.4), comme dans la partie méridionale (sites 22 et 23, fig. 5.2 et 7.5).

7.2.1.1 – La limite occidentale de l'effondrement

A l'ouest du complexe, la coupe du site 15 montre le sommet de la sédimentation fluvio-lacustre anté-caldeira, dont les alluvions à galets présentent des structures lenticulaires et une stratification entrecroisée caractéristique. Les galets atteignent 10 à 15 cm de grand axe, sont très bien roulés et uniquement composés d'andésite et de basalte plus ou moins altérés. Or, cette formation alluviale présente une inclinaison d'environ 33° vers l'est (fig. 7.4), qui témoigne de l'effondrement du centre de la structure volcanique. Le pendage des formations sus-jacentes présente une direction identique, mais une inclinaison moindre (15° environ pour le contact entre les unités 7 et 8) indiquant un ralentissement de la subsidence. Cet accident, que nous appellerons « faille de Bozköy » est visible sur le MNT (fig. 5.1) comme sur les images satellites Landsat, et a une direction 7°E.

Cette direction sub-méridienne est reprise par deux autres accidents entre le Şahinkalesi Tepe et le Göllüdağ, que nous appellerons failles « de Gösterli » et « de Narköy ». La faille de Gösterli a une direction 12°E et correspond à la vallée de Gösterli, qui tranche la partie occidentale du dôme rhyolitique du Kalebaşı Tepe au contact du cône strombolien du

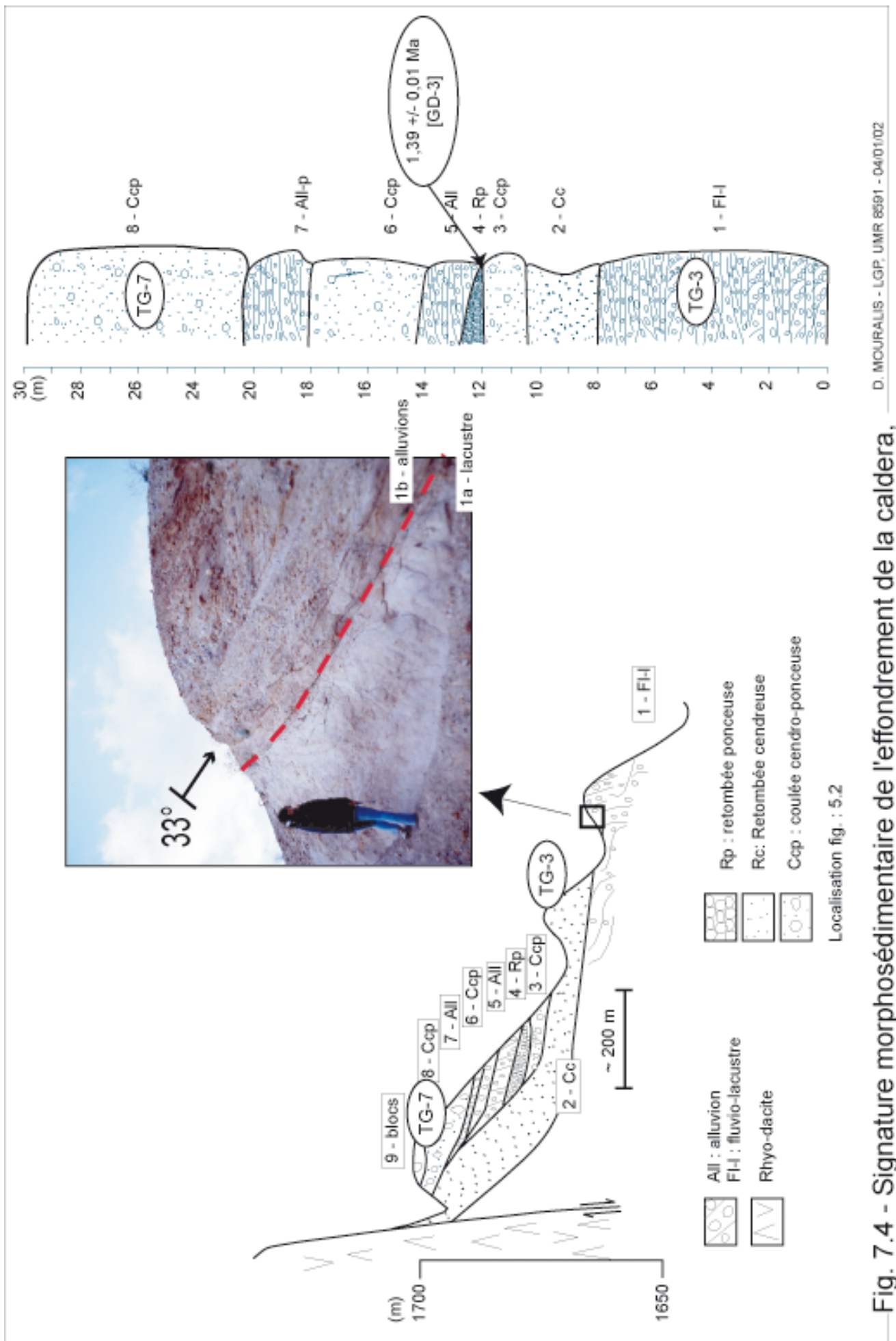


Fig. 7.4 - Signature morphosédimentaire de l'effondrement de la caldeira, du Göllüdag au site 15 (bordure occidentale)

Keçikıran Tepe. De direction 8°E, la faille de Narköy est située dans le prolongement du dôme rhyolitique du Nenezidağ et du maar du Nargölü, et limite le cône terminal du Şahinkalesi Tepe. Au sud du village de Narköy, l'érosion a exploité la ligne de faille et creusé une vallée permettant d'observer les formations néogènes et plio-quadernaires ainsi que les tufs rhyolitiques du Göllüdağ. Là, le rejet de la faille de Narköy peut être estimé à une centaine de mètres.

Les dômes post-caldeira extrudés dans la partie centrale du complexe forment également deux alignements sub-méridiens de direction 1 à 2°E.

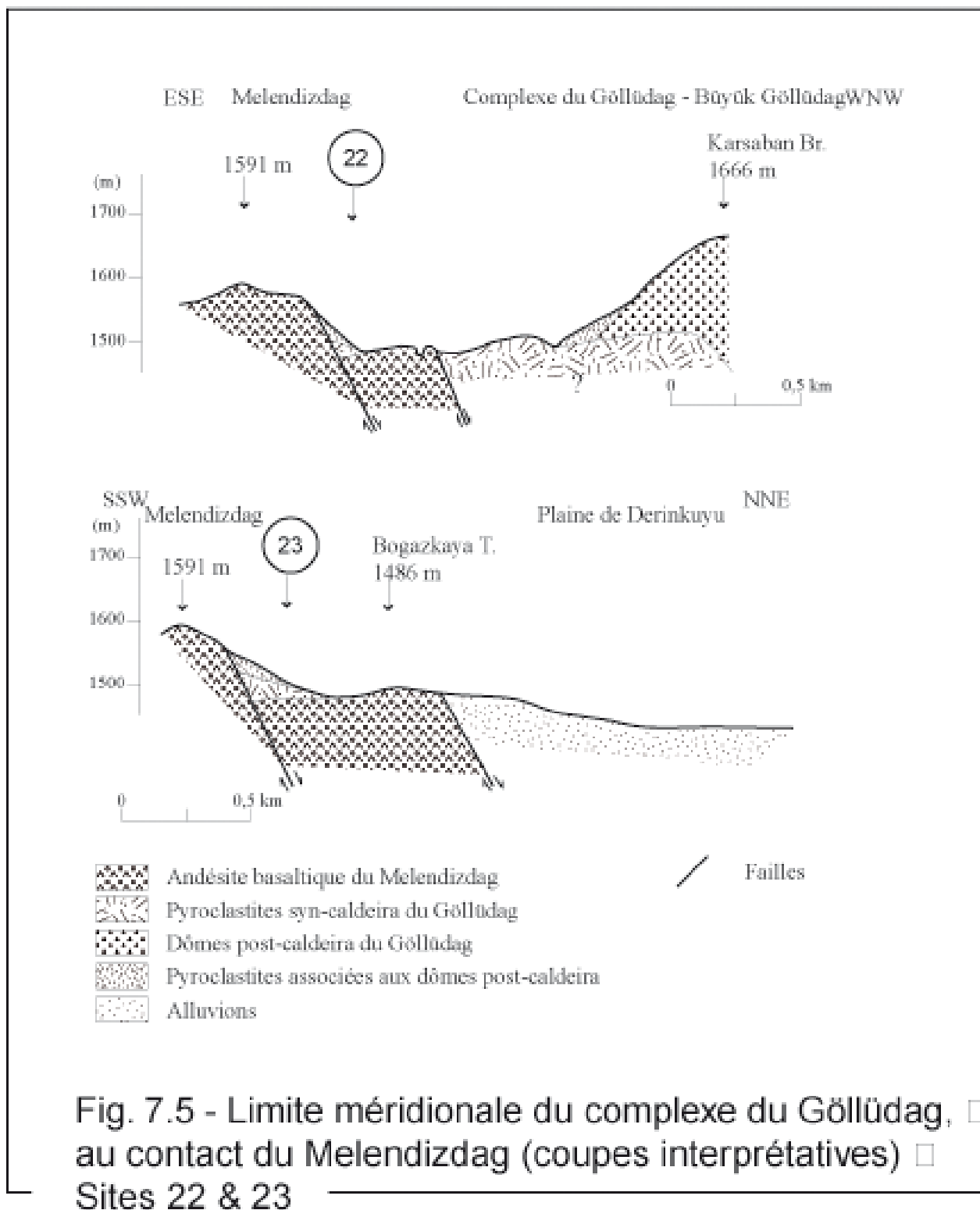
Les failles de Narköy et de Gösterli affectent les formations néogènes (ignimbrites et andésites basaltiques) ainsi que les basaltes plio-quadernaires du Şahinkalesi Tepe. Elles datent probablement de la mise en place de ce massif et du mouvement de surrection (*up-downing*) signalé par Le Pennec *et al.* (1998), responsable de la structure circulaire visible sur le MNT que nous avons réalisé (fig. 4.11 et 5.1). Les nombreuses corniches observées sur le terrain témoignent de ces mouvements cassants, et peuvent également être repérées sur le MNT.

Ces failles d'âge plio-quadernaire ont joué postérieurement, du moins pour les plus orientales d'entre elles (fig. 5.3). Ainsi la faille de Bozköy affecte les formations fluvio-lacustres ainsi que les pyroclastites, comme au site 15. Au site 14, plusieurs failles secondaires de rejet métrique affectent les formations fluvio-lacustres et les pyroclastites. En outre, les coupes A et B du site 18 (fig. 5.4) montrent le rejet qui affecte les pyroclastites : sur le versant, les coulées pyroclastiques TG-3 et TG-7 se retrouvent à un même niveau altitudinal. Le rejet atteint ici environ 25 m.

7.2.1.2 – La limite méridionale de l'effondrement

D'autres indications de l'effondrement du complexe sont visibles dans sa partie méridionale. Aux sites 22 et 23 (fig. 7.5), les formations pyroclastiques présentent un pendage d'environ 25° en direction du nord-nord-ouest, et reposent sur le versant d'andésite basaltique du Melendizdağ. Ce pendage affecte également les retombées pliniennes qui moulent une paléotopographie. Pour expliquer cette observation, il faut soit admettre que l'écoulement pyroclastique a remonté une contre-pente, soit faire appel à un jeu de blocs.

Cette seconde hypothèse est confortée par l'observation des affleurements d'andésite-basaltique du Melendizdağ. Ces laves arment les hauts de versant, puis sont recouvertes par les pyroclastites des sites 22 et 23. Lorsqu'on descend le versant, l'andésite basaltique affleure



de nouveau. Elle est alors incisée par un oued en une gorge d'une dizaine de mètres de profondeur pour cinq à sept mètres de large. Puis l'affleurement de lave disparaît de nouveau, laissant la place aux pyroclastites du complexe volcanique.

L'existence de jeux de blocs et l'effondrement de la partie centrale du complexe permettent seuls de rendre compte de cette disposition. La faille ainsi définie a une orientation 59°E.

7.2.1.3 – Estimation du rejet de l'effondrement

La dénivellation totale est plus importante. Ainsi, au site 10, la base des pyroclastites se situe à environ 1760 m d'altitude alors qu'elle n'est qu'à 1660 m au site 16. Une mesure identique peut être réalisée sur la base de la formation fluvio-lacustre : elle se situe à 1730 m au site 10, et à moins de 1630 m au site 16 où sa base n'a pas été observée. Dans la partie ouest du complexe, l'effondrement atteint donc près de 100 m.

Dans la partie sud-est (sites 22 et 23), la base des pyroclastites, au contact du substrat andésitique du Melendizdağ, se situe à environ 1480 m. Le sommet de l'effondrement est souligné par le sommet des pyroclastites (fig. 7.5), à environ 1560 m.

Ainsi, le rejet de l'effondrement de la partie centrale du complexe rhyolitique peut être estimé à environ 100 m.

7.2.2 – La caldeira d'Acıgöl

Yıldırım & Özgür (1981) ont, les premiers, reconnu et cartographié la caldeira d'Acıgöl. Cependant la limite proposée par ces auteurs doit être révisée à la lumière de nouvelles observations.

7.2.2.1 – Une morphologie visible au sud et à l'est

D'après Yıldırım & Özgür (1981), la caldeira mesure 6 x 10 km ; sa limite méridionale correspond au massif néogène de l'Erdaş Dağ et sa limite orientale aux affleurements d'obsidienne à l'est du Kocadağ. Pour Druitt *et al.* (1995) ces affleurements constituent également la limite d'une caldeira, mais il ne s'agirait que d'une petite structure subsidente de 6 x 5 km centrée autour du Kocadağ. Cependant, faute d'escarpement visible au sud de ce dôme, les auteurs se refusent à en préciser la limite. Contrairement à Yıldırım & Özgür (1981), Druitt *et al.* (1995) contestent que l'Erdaş Dağ ait été individualisé lors de l'effondrement de la caldeira : en effet des pyroclastites syn-caldeira fossilisent en partie ses versants septentrionaux.



Photo. 7.1 : Caldeira d'Acigöl : l'intrusion d'obsidienne du Kocadag, vue à partir du versant du dôme, en direction de l'est. Cette intrusion a parfois été interprétée comme la limite orientale de la caldeira d'Acigöl. Celle-ci est en fait visible en arrière plan et correspond aux collines du Kumtepe.

Photo. 7.2 : détail de la photo. 7.1. Intrusion d'obsidienne aux plans de fluidité sub-verticaux.

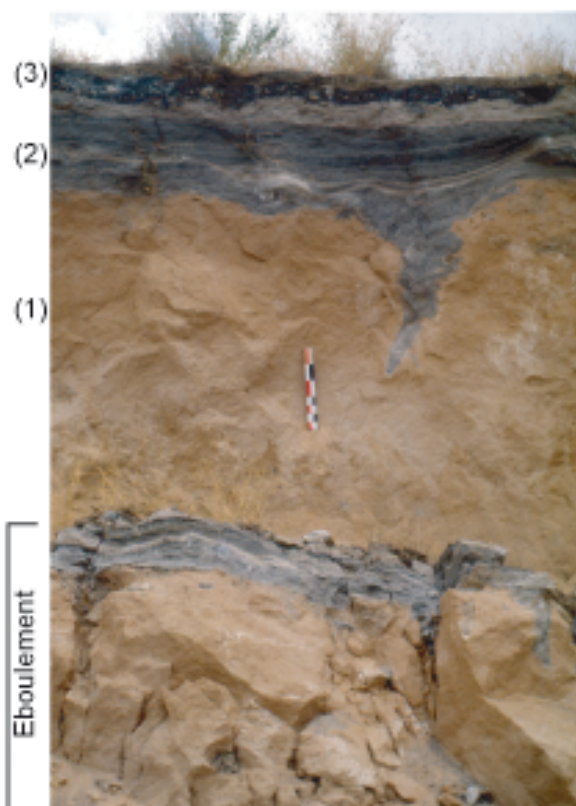


Photo. 7.3 : Caldeira d'Acigöl (site 55) :

- (1) : alluvions massives ;
- (2) : déferlantes du Korudag
- (3) : scories basaltiques de l'Obruk Tepe (32 +/- 2 Ka)

Le contact entre les unités (1) et (2) montre des fentes en coins périglaciaires.
L'échelle mesure 0,5 m.

Nos observations de terrain permettent de formuler deux remarques au sujet de ces différentes interprétations :

i) Pour Yıldırım & Özgür (1981), comme pour Druitt *et al.* (1995), les affleurements d'obsidienne à l'est et au nord du Kocadağ correspondent au « mur » de la caldeira. Nous contestons cette interprétation : il s'agit en fait **de dykes annulaires liés à l'activité de l'Asmadağı Tepe (~180 ka) et du Kocadağ (~90 ka)** (photo. 7.1) Cette nouvelle explication tient compte à la fois de la localisation des affleurements, qui n'apparaissent qu'à proximité de ces dômes, de la gîtologie de l'obsidienne aux plans de fluidité sub-verticaux (photo. 7.2), et des âges obtenus par traces de fission (Bigazzi *et al.*, 1993) ou par K/Ar (notre étude, cf. *supra*, chap. 6). Ces affleurements ont été mis à jour par l'érosion différentielle responsable du creusement de la vallée de Boğazköy (cf. *infra* chap. 10).

ii) D'après Druitt *et al.* (1995), les pyroclastites syn-caldeira ont fossilisé les bas de versant de l'Erdaş Dağ. En fait, les coupes localisées sur ces versants (sites 74, 76 et 78, fig. 5.10) indiquent que **ce sont les produits du Korudağ qui fossilisent l'escarpement** : les pyroclastites du Korudağ reposent en effet directement sur un paléosol formé sur les colluvions et les brèches (cf. *supra*, chap. 6), à l'exclusion des pyroclastites syn-caldeira. D'autre part, les pyroclastites qui fossilisent la partie est de l'escarpement sont les pyroclastites terminales TA-11 et TA-12 postérieures à l'effondrement.

Les vallées en partie remblayées par les pyroclastites syn-caldeira indiquent que l'Erdaş Dağ était déjà individualisé lors de l'éruption syn-caldeira du complexe d'Acıgöl. Cependant, nos nouvelles observations montrent que cet escarpement a rejoué lors de l'éruption syn-caldeira. Il s'agit d'un escarpement composite en partie rajeuni par l'éruption syn-caldeira d'Acıgöl.

iii) Aucun des auteurs n'a expliqué l'escarpement inscrit dans les pyroclastites syn-caldeira et situé à l'extrémité nord du Kumtepe, en contrebas du cône de scories du Mercimek Tepe. Le sommet de ce versant se situe à environ 1460 m et domine d'une centaine de mètres le fond de la caldeira. Cet escarpement est actuellement drainé par des oueds qui occupent des ravines dont les têtes érodent progressivement les pyroclastites syn-caldeira du Kumtepe. Ce talus pourrait être simplement lié à l'érosion par ces ravines. Cependant, en l'absence de contrôle volcano-structural, on comprend mal pourquoi l'ensemble de ces ravines, d'abord dirigé vers le nord,

forme ensuite un coude en direction de l'ouest. Cet escarpement, visible sur le MNT (fig. 5.9) comme sur l'image satellite Landsat (fig. 7.6) correspond en fait à la bordure orientale de la caldeira d'Acıgöl.

Les limites que nous proposons sur les figures 5.11, 5.12 et 7.6 tiennent compte de ces nouvelles observations. Au sud, la caldeira est limitée par le massif de l'Erdaş Dağ. Vers le sud-ouest, cette limite est prolongée par les affleurements de roches ultrabasiques du Göbekli Tepe. Au nord-est, la limite passe par l'escarpement du Kumtepe, dont l'érosion seule ne saurait expliquer ni la localisation ni la morphologie.

7.2.2.2 – Des limites plus incertaines au nord-ouest

Les limites de la caldeira d'Acıgöl sont plus incertaines au nord-ouest. Deux observations permettent cependant de définir des limites proches de celles de Yıldırım & Özgür (1981) :

- i) La base du dôme rhyolitique du Kuzay Tepe est empâtée par l'écoulement pyroclastique syn-caldeira, TA-4 (chap. 6). Le dôme est donc chronologiquement antérieur à la coulée pyroclastique, et géographiquement extérieur à la caldeira. La limite de la caldeira se situe donc plus au sud.
- ii) L'observation du réseau hydrographique, sur les différents supports cartographiques (cartes topographiques 1 :25 000, images satellites Landsat), comme sur le terrain, révèle l'existence d'une ligne de partage des eaux située au nord de la route Acıgöl - Nevşehir, à environ 1,5 km au nord de l'Asmadağı Tepe ou du Kocadağ. Au sud de cette limite, l'Acısu et ses affluents s'écoulent en direction de l'ouest, avant de bifurquer vers le nord-est entre le Kaleci Tepe et le Kuzay Tepe, alors qu'au nord de cette limite, les oueds sont drainés vers le nord, directement en direction du bassin de la Kızılırmak (fig. 7.6).

Là encore, la disposition du réseau hydrographique se comprend difficilement en l'absence d'un contrôle volcano-tectonique. Par sa disposition, ce réseau hydrographique révèle les limites de la caldeira. Mais nous verrons, dans le chapitre 10, que ce réseau hydrographique est aussi responsable du démantèlement de cette limite.

7.3 – Caldeiras ou effondrements volcano-tectoniques ?

Les complexes volcaniques d'Acıgöl et du Göllüdağ présentent des effondrements centraux dont les morphologies sont discontinues.

Ferrari *et al.* (1991) ont été confrontés à un problème similaire à propos du complexe rhyolitique de Los Azufres (Mexique). En raison du volcanisme postérieur et de l'érosion, la morphologie de la caldeira qui date du Pléistocène moyen a quasiment disparu. Les auteurs montrent cependant que quatre éléments principaux permettent de définir une caldeira en l'absence de morphologie évidente : i) les affleurements du substrat anté-volcanique sont répartis à l'extérieur de la structure et jamais en son centre ; ii) des coulées pyroclastiques sont associées à la structure et aucun autre site alternatif ne peut être à l'origine de l'émission de ces coulées ; iii) des dômes sont extrudés à l'intérieur de la structure effondrée qui peut être, en partie du moins, repérée dans la morphologie ; et iv) les volumes des pyroclastites et ceux du volume effondré sont comparables.

Pour les deux complexes rhyolitiques du Göllüdağ et d'Acıgöl, nous pouvons examiner chacun de ces arguments.

7.3.1 – La caldeira du Göllüdağ

Dans le cas du complexe rhyolitique du Göllüdağ, les trois premiers éléments définis par Ferrari *et al.* (1991) sont réunis. **Le substrat volcanique pré-quaternaire n'affleure qu'en périphérie du complexe** : dans le massif du Melendizdağ au sud, et dans celui du Şahinkalesi Tepe à l'est. A l'intérieur du complexe, le seul affleurement antérieur au massif du Göllüdağ est localisé au site 25 : il s'agit d'un basalte daté de $1,71 \pm 0,03$ Ma (DMO-TF54) dont l'affleurement marque la limite nord-ouest de la caldeira.

De même, les écoulements pyroclastiques TG-3 et TG-7 sont associés à la structure effondrée. Au site 15, les pendages indiquent clairement que **la subsidence débute avec la mise en place de TG-3 et se ralentit progressivement jusqu'à la mise en place de TG-7**. De plus, les épaisseurs de ces pyroclastites montrent **une direction d'écoulement centrifuge par rapport au centre d'émission**, approximativement localisé entre les quatre dômes du Büyük Göllüdağ, du Boztepe, du Kabak Tepe et du Karakuz Tepe. Enfin, aucune autre structure ne peut être à l'origine de ces pyroclastites. A cela s'ajoutent, dans le cas du complexe du Göllüdağ, les preuves d'un effondrement tectonique, aux sites 15 et 22/23 (**fig. 7.4 et 7.5**).

Les **dômes sont tous préférentiellement localisés à l'intérieur de la structure effondrée**. Seuls le Boztepe, au nord, et le Kalebaşı Tepe au nord-ouest, se situent en dehors de cette structure (fig. 5.1 et 5.2). Les sept autres dômes post-caldeira sont tous localisés à l'intérieur. La base de ces extrusions se situe à environ 1600 m d'altitude, alors que les

massifs pré-quaternaires environnants, le Melendizdağ et le Şahinkalesi Tepe, culminent à plus de 1900 m.

Le volume des pyroclastites (environ 5 à 6 km³ DRE) peut être comparé au volume effondré. Les figures 5.1 et 5.2 représentent la limite de la caldeira, qui passe notamment par la faille de Bozköy (site 15) et par celle des sites 22 et 23, ainsi que par le site 25 qui marque la limite du basalte antérieur au complexe volcanique. L'ellipse ainsi dessinée a une surface d'environ 66 km². Nous avons vu (cf. *supra*, 7.2.1.3) que la hauteur de l'effondrement est d'environ 100 m. Le volume effondré est donc de 6,6 km³. Ce chiffre est comparable au volume DRE minimal obtenu pour les pyroclastites.

7.3.2 – La caldeira d'Acigöl

En ce qui concerne le complexe d'Acigöl, les trois premiers éléments définis par Ferrari *et al.* (1991) sont également réunis. **Le substrat constitué du socle pré-volcanique ou du volcanisme néogène n'affleure qu'aux limites du complexe, jamais en son centre.** En outre, **les écoulements pyroclastiques TA-3 présentent des directions d'écoulement centrifuges par rapport au centre du complexe**, et ne peuvent être rapportés à aucune autre structure caldérique. Là encore, **les dômes sont extrudés à l'intérieur de la structure effondrée.** Seuls deux dômes, le Kuzay Tepe et le Suzamsivrisi Tepe, antérieurs aux écoulements pyroclastiques, sont extérieurs à la structure effondrée (Fig. 5.13 et 5.14).

Les pyroclastites syn-caldeira TA-3 à TA-7 représentent un volume d'environ 5,9 km³. Nous avons vu plus haut que l'effondrement central du complexe est limité au sud par l'Erdaş Dağ et à l'est par le Kumtepe. En prenant le versant nord de la vallée de l'Acisu Dere comme limite septentrionale, l'effondrement central couvre une superficie de 478 km².

Le rejet de l'effondrement peut être estimé d'après l'altitude des pyroclastites TA-4. Au site 52, sur les collines du Kumtepe, leur base se situe à environ 1450 m d'altitude. Le sommet de l'affleurement se situe à environ 1410 m au fond de la partie effondrée, et nous ne connaissons pas l'altitude de la base de cette formation. Les coupes montrent une épaisseur d'au moins 15 m, indiquant que la base se situe à moins de 1400 m d'altitude. Ainsi l'effondrement de la partie centrale du complexe peut être évalué à plus de 50 m. **Le volume effondré est alors de 4,3 km³.**

Le volume des pyroclastites (~6 km³) est donc supérieur à celui de l'effondrement. Cette différence peut s'expliquer par :

- i) des erreurs pouvant affecter la mesure du volume des pyroclastites, avec notamment une sur-estimation probable du volume des écoulements pyroclastiques, qui ont remblayé des topographies différenciées, dont nous n'avons pas tenu compte ;
- ii) Une sous-estimation du volume de l'effondrement central.

A partir de leurs propres mesures, Druitt *et al.* (1995) parviennent à un volume de pyroclastite double de notre estimation (13,2 km³ : tabl. 4). Cependant la mesure ne repose pas sur le même découpage stratigraphique. Si, aux 6 km³ des pyroclastites syn-caldeira initiales (TA-3 à TA-8), nous ajoutons les pyroclastites terminales (1,4 km³ –DRE, tabl. 7.4) dont la mise en place est immédiatement postérieure à l'effondrement de la caldeira, le volume total est d'environ 7,5 km³, encore bien inférieur à celui de Druitt *et al.* (1995).

Il semble donc que la principale source d'erreur réside dans la définition des limites de la caldeira, notamment à l'ouest et au nord. Cela pose le problème de la reconnaissance précise des limites de la structure caldérique. Nous verrons dans le chapitre 9, que l'érosion est le principal facteur expliquant la disparition de cette limite.

7.3.3 – La reprise de structures néogènes

Nous avons vu (chapitre 2) que les travaux de Le Pennec *et al.* (1994) et de Froger *et al.* (1998) ont permis de localiser les sources des ignimbrites néogènes et de préciser la position des caldeiras associées. Deux secteurs, au sud de Nevşehir et autour de Derinkuyu, présentent de fortes anomalies négatives de Bouguer (Froger *et al.*, 1998). Ces anomalies négatives correspondent généralement à des caldeiras associées à des éruptions acides (Williams & Finn, 1985). En croisant ces données géophysiques avec le travail de Le Pennec *et al.* (1994), les auteurs montrent ainsi que les ignimbrites néogènes « Kavak » et « Zelve » proviennent du secteur situé au sud de Nevşehir, alors que les unités « Sarımaden », « Cemilköy », « Gördeles » et « Kızılkaya » ont pour origine le sud-ouest de l'actuelle plaine de Derinkuyu.

D'après Froger *et al.* (1998), ces anomalies négatives de Bouguer résultent de l'accumulation des pyroclastites néogènes (ignimbrites et produits associés) aux densités inférieures à celles des roches encaissantes (andésites et substrat anté-volcanique). Nous pouvons ajouter que ces anomalies correspondent également, en partie du moins, à l'accumulation des pyroclastites quaternaires.

Sur la figure 7.7, nous avons reporté les isolignes des anomalies maximales de Bouguer ainsi que les limites des caldeiras néogènes d'Acıgöl-Nevşehir et de Derinkuyu définies par Froger *et al.* (1998 : fig. 5 & 7), qui enserrant les plus fortes anomalies négatives. L'anomalie

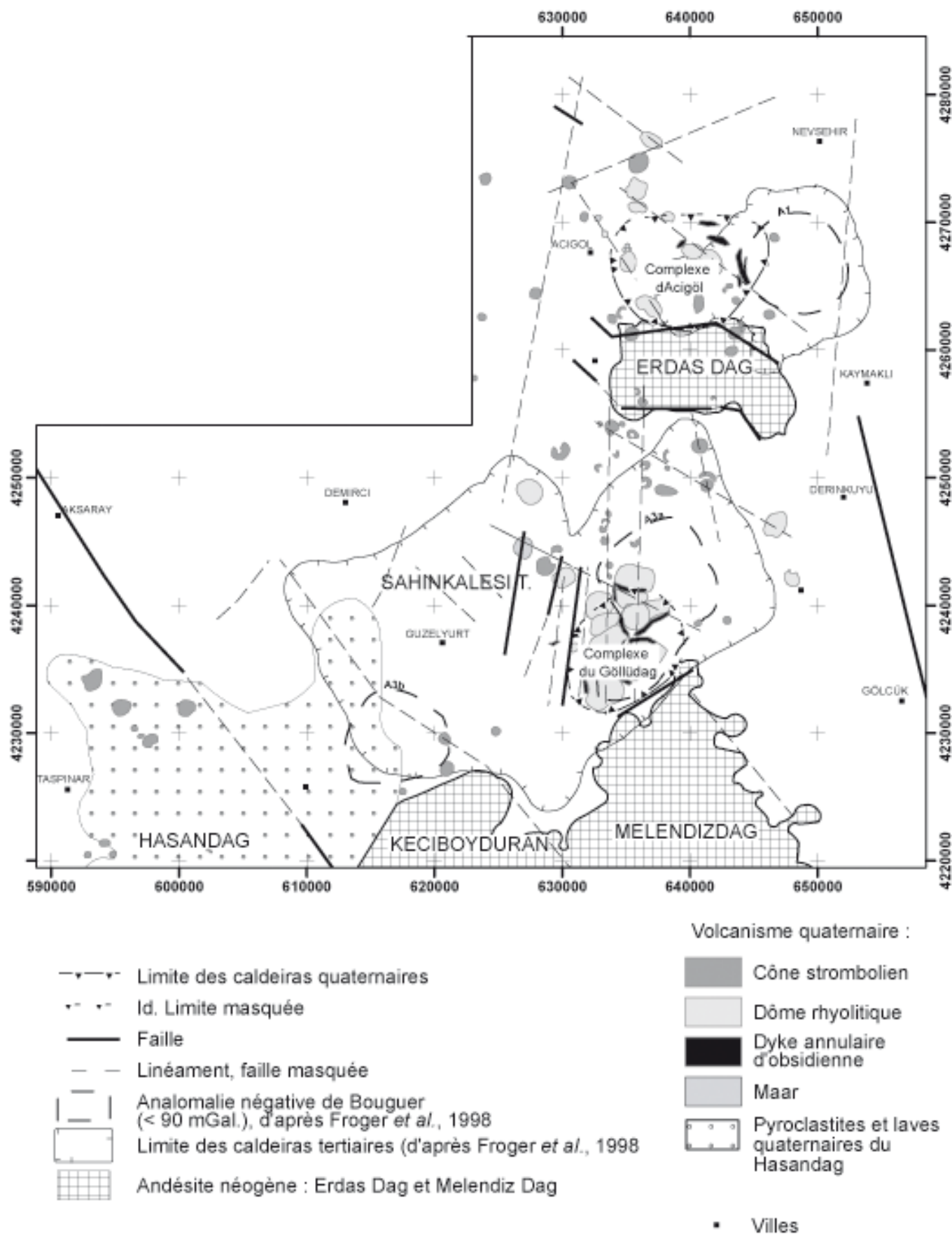


Fig. 7.7 : Reprise et destruction des structures néogènes par le volcanisme quaternaire

« A3a » correspond au centre du complexe du Göllüdağ, alors que l'anomalie « A1 » est localisée à proximité du Kumtepe et correspond à l'accumulation la plus épaisse des pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acıgöl.

La caldeira quaternaire du Göllüdağ est entièrement comprise dans la caldeira néogène définie par Froger *et al.* (1998). Elle occupe la partie orientale de cette structure, alors que le massif andésitique plio-quaternaire du Şahinkalesi Tepe en occupe la partie occidentale. La caldeira d'Acıgöl recoupe en partie la structure néogène d'Acıgöl-Nevşehir, en réutilisant sa limite méridionale constituée du massif de l'Erdaş Dağ.

Les caldeiras quaternaires d'Acıgöl et du Göllüdağ que nous avons définies reprennent donc en grande partie des structures antérieures. Ces complexes quaternaires ont démantelé les structures néogènes ; ce qui explique la difficulté à retrouver les structures néogènes dans les paysages actuels.

Conclusion du chapitre 7 :

Les caldeiras du Göllüdağ et d'Acıgöl

Les observations effectuées sur le terrain ont permis, pour la première fois, de reconnaître la caldeira du Göllüdağ. Si sa morphologie évoluée ne permet pas de la limiter partout avec précision, de nombreux arguments permettent d'étayer son existence. En particulier, le volume DRE des pyroclastites (5,5 km³) est comparable au volume effondré (6,6 km³). Les limites de celle d'Acıgöl posent plus de problèmes. Plusieurs arguments permettent d'affirmer que la limite méridionale, correspondant à l'Erdaş Dağ, a joué lors de l'éruption syn-caldeira quaternaire, de même que le Kumtepe en constitue la limite orientale. En revanche, les limites septentrionale et occidentale sont plus incertaines.

L'activité quaternaire syn-caldeira des complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl est responsable de deux types de modifications majeures des paysages de Cappadoce. D'une part les pyroclastites syn-caldeira, dont chacun des volumes DRE a été évalué à environ 6 km³, sont responsables du **remblaiement des topographies préexistantes et d'une désorganisation totale du réseau hydrographique**. D'autre part, l'effondrement de caldeiras au centre de ces complexes a **détruit les édifices volcaniques et les structures préexistantes**. Ces deux actions conjuguées expliquent en partie la **disparition progressive des caldeiras néogènes liées à l'émission des grandes ignimbrites tertiaires**. Cette activité volcanique quaternaire s'est ajoutée à l'érosion active au cours du **Pléistocène inférieur et moyen qui avait commencé à démanteler les structures antérieures**, comme en témoignent par

exemple les formations fluviatiles à galets de basalte et d'andésite observées sous les formations volcaniques quaternaires du Göllüdağ.

Ces phénomènes sont extrêmement brutaux. La mise en place des pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ comme l'essentiel de celles d'Acıgöl (TA-3 à TA-7) a été très rapide : l'absence de structure d'érosion, comme la rareté des formations de remaniement ou des paléosols, témoignent de la continuité des processus.

Chapitre 8 :

L'activité post-caldeira : des impacts plus modestes

L'activité volcanique post-caldeira est responsable de l'extrusion de dômes rhyolitiques et de la mise en place de cônes stromboliens à l'intérieur et sur les pourtours des caldeiras. Dans le cas du Göllüdağ, le volume de magma émis est presque aussi important que lors de la phase syn-caldeira (environ 6 km³). En revanche, dans le complexe d'Acıgöl, l'extrusion de magma est beaucoup moins importante lors de la phase post-caldeira (< 1 km³) que lors de la phase syn-caldeira (~6 km³). Dans les deux complexes, alors que la phase syn-caldeira est quasi-instantanée, l'activité post-caldeira s'étale sur une période beaucoup plus longue : 600 000 ans dans le Göllüdağ et 90 000 ans à Acıgöl.

Les appareils monogéniques sont localisés selon des directions préférentielles liées aux grands accidents structuraux associés à la mise en place des caldeiras, mais également antérieurs. La mise en place des dômes rhyolitiques se fait selon un modèle associant diverses dynamiques éruptives et effusives associant des intrusions d'obsidiennes. Ces dernières ont été à l'origine d'une importante occupation humaine au Paléolithique et surtout au Néolithique. La gîtologie de l'obsidienne comporte des implications archéologiques importantes quant à la recherche des sites de matière première et des ateliers associés.

8.1 – Les appareils monogéniques

L'activité post-caldeira des complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl est responsable de l'édification de dômes rhyolitiques associés à des pyroclastites ainsi que, parfois, à des dykes d'obsidienne. Le complexe d'Acıgöl se différencie par une activité basaltique (cônes stromboliens et maars) associée à ces extrusions.

8.1.1 – Distribution et situation des appareils monogéniques

8.1.1.1 – Les dômes du complexe du Göllüdağ

Le complexe du Göllüdağ mesure environ 12 km de diamètre. **Il comprend 10 dômes, extrudés postérieurement à l'effondrement de la partie centrale du complexe** (fig. 5.1, 5.2 et photo. 8.1). Les sommets de trois dômes dépassent 2000 m d'altitude (Büyük Göllüdağ, 2172 m ; Boztepe, 2068 m ; Karakuz Tepe, 2121 m). Les 7 autres dômes ont des altitudes comprises entre 1627 et 1979 m. La base des dômes se situe à des altitudes proches de 1600 m

(1500 m pour le Bozdağ), en position déprimée par rapport aux massifs environnants du Melendizdağ et du Şahinkalesi Tepe, dont les altitudes sont toujours supérieures à 1800 m.

A l'exception du Kalebaşı Tepe et de l'İlbiz Tepe situés en périphérie occidentale du complexe, les huit autres dômes forment **deux alignements parallèles, de direction méridienne**. L'alignement oriental regroupe, du sud au nord, le Büyük Göllüdağ, le Kabak Tepe, le Kayışkiran Tepe et le Bozdağ, selon une direction 1°E. L'alignement occidental regroupe le Küçük Göllüdağ, le Boztepe, le Karakuz Tepe et le Yapraklı Tepe, selon une direction 2°E (fig. 5.1 et 5.2).

8.1.1.2 – Les dômes du complexe d'Acıgöl

Le complexe d'Acıgöl compte sept dômes rhyolitiques (fig. 5.9 et 5.10). **Trois dômes sont antérieurs à l'activité syn-caldeira** : le Susamsivrisi Tepe, le Kuzey Tepe et l'Asmadağı Tepe. Les deux premiers sont situés à l'extérieur de la structure caldérique définie dans le chapitre précédent. Ils culminent respectivement à 1438 m et 1426 m, soit environ 200 m au-dessus du plateau qu'ils dominent, formé à l'ouest par des basaltes pléistocènes et à l'est par les écoulements pyroclastiques syn-caldeira (TA-4). Chacun de ces dômes est constitué de plusieurs lobes correspondant à différentes phases d'extrusion. Ils présentent des morphologies moins fraîches (dômes surbaissés, importance de l'érosion linéaire), que les autres dômes situés à l'intérieur de la caldeira. Cette différence morphologique s'explique par leur âge plus ancien et par l'empâtement de leur base par l'écoulement pyroclastique TA-4.

L'Asmadağı Tepe est situé au centre de la caldeira. Il culmine à plus de 1500 m et domine le fond de la caldeira situé à près de 1320 m. Il s'agit du reste d'une structure antérieure à l'effondrement de la caldeira, dont l'obsidienne a été datée de 160 ± 3 ka (DAM-124 ; cf. *supra*, chap. 5 & 6).

Les quatre dômes post-caldeira ont été extrudés en deux phases successives. Le Kocadağ a été daté de 93 ± 2 ka. Culminant à 1689 m, le Kocadağ recoupe l'Asmadağı Tepe, et le domine de près de 200 m. Il est constitué de plusieurs lobes et d'un cratère sommital en partie égueulé vers le sud, d'où s'est échappée une coulée à cendres et blocs (Le Pennec *et al.*, 1994). Les trois dômes terminaux ont été datés de ~ 20 Ka par Bigazzi *et al.* (1993). Chacun de ces dômes présente un anneau de tuf circulaire, bien conservé. De forme grossièrement allongée nord-ouest-sud-est, le Korudağ culmine à 1564 m (photo. 8.2). Il est formé de plusieurs lobes suggérant une extrusion relativement longue et récurrente. Au sommet, on observe plusieurs dépressions, probablement liées à des explosions phréatiques ou au retrait du magma à la fin

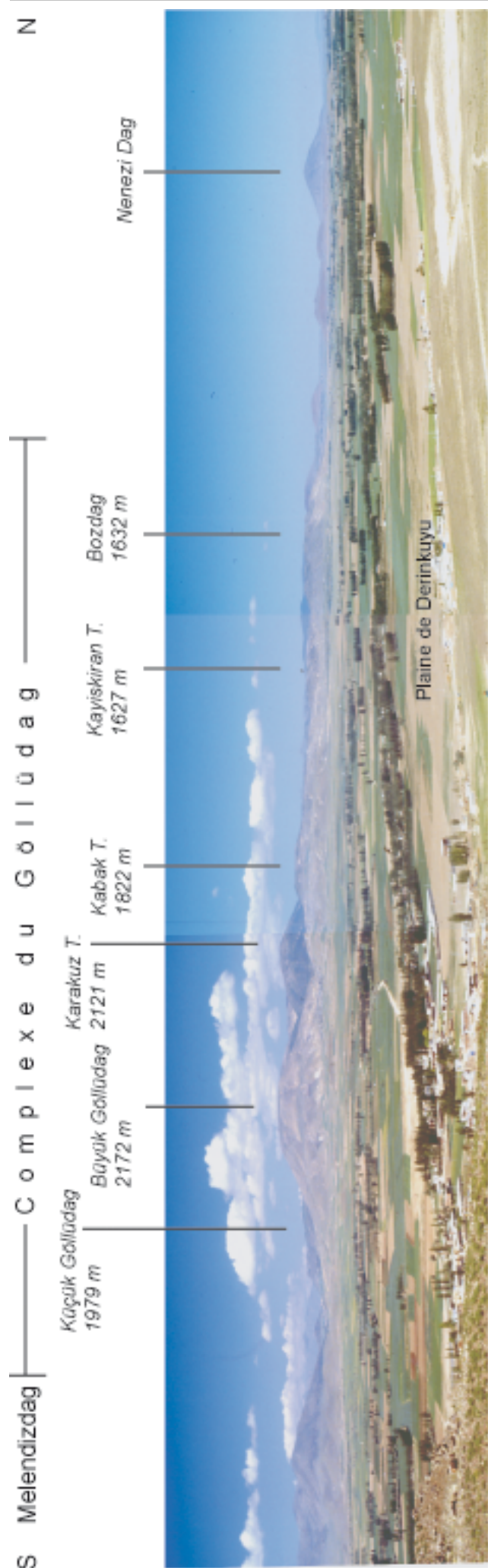


Photo. 8.1 : Le complexe du Gölükdag, vu vers l'ouest, à partir de la plaine de Derinkuyu



Photo. 8.2 : Le Korudag et le Güneydag (complexe d'Acıgöl), vu vers le nord, à partir des collines de Göbekli Tepe.

de l'activité. Le Güneydağ est un édifice de plus petite taille (photo. 8.2), culminant à 1462 m d'altitude, constitué d'un lobe principal et d'un lobe secondaire situé au sud du premier. Là également le sommet est extrêmement irrégulier avec trois cratères. Le Kaleci Tepe culmine à 1367 m. Il s'agit ici d'un édifice plus simple, de forme quasiment circulaire, d'environ 600 m de diamètre.

Les dômes extrudés au sein du complexe d'Acıgöl forment deux alignements. Trois dômes rhyolitiques, le Susamsivrisi Tepe, le Kuzey Tepe et le Güneydağ, forment un alignement sub-méridien (5°E). Cette direction est proche de celles observées dans le complexe du Göllüdağ. La seconde direction est nord-ouest-sud-est. Ainsi, les dômes du Kaleci Tepe, du Güneydağ et du Korudağ sont orientés selon une direction 33°W et les dômes du Kuzey Tepe, de l'Asmadağı Tepe et du Kocadağ sont alignés selon une direction 51°W. Cette dernière direction est parallèle à la faille du Tuz gölü.

8.1.1.3 – Le volcanisme basaltique

Par rapport au massif du Göllüdağ, l'originalité du complexe d'Acıgöl est d'**associer à l'activité rhyolitique un volcanisme basaltique**. Les cônes stromboliens suivent en partie les alignements repérés précédemment : les cônes stromboliens du Karnıyarık Tepe au nord et du Çevlik Tepe au sud se situent dans l'alignement (5°E) des dômes rhyolitiques du Susamsivrisi Tepe, du Kuzey Tepe et du Güneydağ. De même, le cône strombolien de l'Asağıkızıl Tepe se situe dans l'alignement du Korudağ et du Kaleci Tepe (33°W).

Les cônes stromboliens localisés au nord-ouest du complexe rhyolitique sont nettement antérieurs à l'activité rhyolitique (cf. *supra*, chap. 6, et fig. 6.5) : l'Asağıkızıl Tepe a livré un âge K/Ar de 618 ± 14 ka (CKUZ/DM-05) et le Yukarı Kızıl Tepe a été daté de 538 ± 12 ka (DAM-120). Ces édifices recourent le basalte d'origine fissural qui bordent la limite occidentale du complexe d'Acıgöl.

En revanche, les cônes situés au sud-est du complexe post-datent l'activité syn-caldeira : Kızıl Tepe Tülüce et Kızıl Tepe (respectivement 154 ± 4 ka et 134 ± 3 ka, CKUZ/DM-02 et CKUZ/DM-03), Özyayla Tepe (~ 110 ka, CKUZ/DM-06 et CKUZ/DM-07), Kuzuluk Tepe (81 ± 4 ka, TF-68) et Obruk Tepe (32 ± 3 ka, TF-67). Ces derniers sont contemporains de l'activité post-caldeira, qui débute par l'activité du Kocadağ (93 ± 2 ka, DAM-125).

Dans la plaine de Derinkuyu, entre l'Erdaş Dağ et le complexe du Göllüdağ, une vingtaine de cônes stromboliens datent du Pléistocène moyen et supérieur (fig. 9.4) et certains sont contemporains de l'activité rhyolitique d'Acıgöl. D'après Batum (1978a : fig. 17), les édifices

stromboliens sont alignés selon deux directions principales. La première est sub-méridienne (18°W à 2°E) et la seconde est orientée nord-ouest-sud-est (30 à 40°W). Ces alignements sont parallèles à ceux que nous avons observés dans les complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl. Les âges K/Ar de ces édifices sont situés entre 180 et 90 ka (Olanca, 1994 ; Kuzucoğlu *et al.*, 1998).

Le volcanisme basaltique semble donc centré sur la plaine de Derinkuyu. Il est absent du secteur du Göllüdağ et est très limité dans le complexe d'Acıgöl.

8.1.1.4 – Caractéristiques géochimiques des appareils monogéniques

Une centaine d'échantillons provenant des édifices monogéniques ont fait l'objet, au MTA (Ankara), d'analyses géochimiques sur roche totale, par fluorescence X. Ces nouvelles analyses confirment les travaux antérieurs (Ercan, Yıldırım & Akbaşlı, 1987 ; Ercan *et al.*, 1990 & 1991 ; Olanca, 1994 ; Notsu *et al.* 1998). Replacé dans un diagramme TAS (fig. 4.4), les laves de Cappadoce forment une série continue des basaltes aux rhyolites. La figure 4.4 montre cependant une certaine polarisation des échantillons entre d'une part, les appareils monogéniques basaltiques à andésitiques (cônes stromboliens) du secteur Derinkuyu-Acıgöl et d'autre part, les appareils des complexes rhyolitiques (dômes).

La géochimie des majeurs des produits extrusifs des dômes rhyolitiques est, elle, extrêmement homogène, toutes les laves proviennent d'un magma très différencié (plus de 72 % de SiO₂). La pétrographie est uniquement composée de rhyolite, de perlite et d'obsidienne, avec toutes les transitions possibles entre ces différents faciès provenant d'un même magma.

8.1.2 – Volume des dômes et pyroclastites associées

8.1.2.1 – Caractéristiques morphométriques

Nous avons mesuré le volume des dômes grâce aux MNT réalisés à partir des cartes topographiques, à l'aide du logiciel « ArcGIS/3D-Analyst ». Les caractéristiques morphométriques et les volumes sont indiqués dans le tableau 8.1.

Les dômes extrudés dans le complexe du Göllüdağ sont de taille plus imposante que ceux du complexe d'Acıgöl. Dans le Göllüdağ, la surface projetée de chacun des dômes varie entre 0,3 km² (İlbiz Tepe) et 5,8 km² (Küçük Göllüdağ). Le Kabak Tepe et le Büyük Göllüdağ occupent des surfaces totales supérieures, avec respectivement 6,4 et 10,3 km². Elles s'expliquent par la superposition de plusieurs dômes.

Tableau 8.1 - Caractéristiques morphométriques des dômes rhyolitiques										
Secteur	Volcan	Périmètre (km)	Surface (km ²)	RMOY (km)	H (m)	h (m)	Rapport h/R	V (km ³)	Âges	Réf.
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)				
Göllüdağ	Büyük Göllüdağ sup.	7.50	4.3	2.30	2127	367	0.16	0.98 (6)	0.855 ± 0.013 Ma (a)	
Göllüdağ	Büyük Göllüdağ inf.	12.00	10.3	4.05	-	-	-	2.49 (6)	-	Notes :
Göllüdağ	Kabak T. sup.	3.17	0.8	0.93	1822	422	0.46	0.06 (7)	-	(1) : Surface projetée, en kilomètres carrés.
Göllüdağ	Kabak T. inf.	9.62	6.4	3.00	-	-	-	1.09 (7)	1,1 ± 0.02 Ma (a)	(2) : Rayon approximatif du dôme
Göllüdağ	Kayiskiran T.	4.08	1.2	1.25	1627	227	0.18	0.13	-	(3) : Altitude au dessus du niveau de la mer
Göllüdağ	Bozdağ	5.78	2.3	1.80	1648	268	0.15	0.32	0,966 ± 0.014 Ma (a)	(4) : Altitude relative
Göllüdağ	Küçük Göllüdağ	9.40	5.8	2.90	1900	300	0.10	1.08	0,444 ± 0.007 Ma (a)	(5) : Volume, en kilomètre cube, calculé avec
Göllüdağ	Boztepe	7.57	4.0	2.40	2068	318	0.13	0.56	1,08 ± 0.02 Ma (a)	le logiciel "ArcGis-3D analyst" à partir du MNT
Göllüdağ	Karakuz T.	7.46	3.5	2.25	2121	271	0.12	0.62	-	(6) : Volume du dôme terminal du Grand Göllüdağ
Göllüdağ	Yapraklı T.	4.91	1.8	1.55	1897	197	0.13	0.16	-	et volume total de l'ensemble des dômes
Göllüdağ	Kalebasi T.	3.70	1.0	1.15	1780	110	0.10	0.13	-	emboîtés du Grand Göllüdağ
Göllüdağ	İlbiz T.	2.11	0.3	0.65	1746	86	0.13	0.03	-	(7) : Id. pour le Kabak Tepe.
Göllüdağ	Total dômes	-	36.79	-	-	-	-	6.61	-	Références :
-	Nenezi D.	6.42	3.1	2.00	1712	437	0.22	0.52	0,91 ± 0,13 Ma (b)	(a) : notre étude.
									à	(b) : Chataigner <i>et al.</i> , 1998
									1,2 ± 0,06 Ma (c)	(c) : Bigazzi <i>et al.</i> , 1998
										(d) : Bigazzi <i>et al.</i> , 1993
Acigöl	Asmadağı T.	4.59	1.4	1.45	1500	180	0.12	0.10	160 ± 3 ka (a)	
Acigöl	Susamsivrisi T.	5.55	2.3	1.73	1438	218	0.13	0.15	-	
Acigöl	Kuzey T.	4.62	1.4	1.45	1426	206	0.14	0.27	-	
Acigöl anté-caldeira		-	5.07	-	-	-	-	0.52	-	
Acigöl	Kocadağ	6.71	2.8	2.00	1689	369	0.18	0.49	93 ± 2 ka (b)	
Acigöl	Korudağ	7.16	3.1	1.90	1564	214	0.11	0.35	20 ± 5 ka (d)	
Acigöl	Güneydağ	3.87	1.1	1.25	1462	142	0.11	0.08	< 20 ka (d)	
Acigöl	Kaleci T.	1.64	0.2	0.50	1367	117	0.23	0.01	-	
Acigöl post-caldeira		-	7.18	-	-	-	-	0.93	-	

Dans le complexe d'Acıgöl, les dômes forment 3 groupes : le Kaleci Tepe occupe une surface proche de 0,2 km² ; le Güneydağ, le Kuzey Tepe et l'Asmadağı Tepe ont des surfaces comprises entre 1,1 et 1,4 km² ; les autres dômes (Susamsivrisi Tepe, Kocadağ et Korudağ) occupent des surfaces comprises entre 2,3 et 3,1 km².

Ces différences se retrouvent dans les volumes des dômes et des pyroclastites associées. **Le volume total des dômes du Göllüdağ approche 6 km³, alors que celui des dômes du complexe d'Acıgöl est inférieur à 1,5 km³.** Dans le Göllüdağ, la plupart des dômes ont chacun un volume inférieur à 0,5 km³, à l'exception du Boztepe, du Karakuz Tepe, du Büyük Göllüdağ terminal, et du Küçük Göllüdağ. Dans le complexe d'Acıgöl, les sept dômes sont tous inférieurs à 0,5 km³ ; quatre d'entre eux ont un volume inférieur à 0,2 km³.

8.1.2.2 – Mesure de « taux moyens d'extrusion » rhyolitique

Faute de marqueur chronologique, il n'est pas possible de mesurer des vitesses d'extrusion pour chacun des dômes. En revanche, nous pouvons tenter une approche globale, pour chacun des complexes rhyolitiques, et mesurer un « **taux moyen d'extrusion** » rhyolitique (tabl. 8.2) en rapportant le volume total extrudé (en km³) à la durée totale pendant laquelle les extrusions se sont produites (en milliers d'années). **Cette mesure nous renseigne sur la productivité globale de magma dans chacun des complexes au cours de phases post-caldeira, mais ne correspond pas à la vitesse réelle de mise en place de chacun des dômes.**

Dans le Göllüdağ, le plus ancien dôme extrudé que nous ayons daté a livré un âge K/Ar de $1,1 \pm 0,02$ Ma (DAM-129, paléo-Kabak Tepe), alors que le plus jeune date de $0,444 \pm 0,007$ Ma (DMO-TF71, Küçük Göllüdağ). En tenant compte des marges d'erreur des âges K/Ar, **le « taux moyen d'extrusion » rhyolitique est compris entre 0,0105 et 0,0097 km³/1000 ans.**

Dans le complexe d'Acıgöl, le plus ancien dôme extrudé lors de la phase post-caldeira date de 93 ± 2 Ka (DAM-125, anneau d'obsidienne du Kocadağ), et le plus jeune serait le Korudağ, dont l'âge TF est de 20 ± 6 Ka selon Bigazzi *et al.* (1993). En tenant compte des marges d'erreur des âges, **le « taux moyen d'extrusion » rhyolitique est compris entre 0,0143 et 0,0114 km³/1000 ans.** La variation est ici plus importante en raison des marges d'erreur de l'âge TF.

De nombreuses études ont porté sur la mesure des taux de construction pour les stratovolcans ou les cônes stromboliens. Pour les stratovolcans, Thouret (1999) avance ainsi des taux « moyens » de 1 à 5 km³/1000 ans. McKnight & Williams (1997 : table 2, à partir de

Tabl. 8.2 : "Taux moyens d'extrusion" de rhyolite dans chacun des complexes...

	Volume (km ³)	Dates de références		Durée (années) ⁽¹⁾		Taux d'extrusion (km ³ /1000 ans)	
		maximum	minimum	maximum	minimum	maximum	minimum
		Göllüdağ	6.61	1,1 ± 0,02 Ma (DAM-129)	0,444 ± 0,007 Ma (DAM/TF-71)	683000	629000
Acigöl	0.93 ⁽²⁾	93 ± 2 Ka (DAM-125)	20 ± 6 Ka (Bigazzi <i>et al.</i> , 1993)	81000	65000	0.0143	0.0114

Note :

⁽¹⁾ : La durée d'extrusion maximale est calculée à partir des dates K/Ar, en tenant compte de l'écart maximal entre les marges des deux dates de référence ; et inversement.

⁽²⁾ : Volume de l'ensemble des dômes à l'exception des dômes anté-caldeira, non datés (Asmadağlı T., Kuzey T., et Susamsivrisi T.)

... et comparaison avec quelques données bibliographiques

Ile Lipari, d'après Sheridan, Frazzetta & LA Volpe (1987) :			
	Durée	m ³ /an	km ³ /1000 ans
Fossa cone	6000 ans	50000	0.05
Vulcanello	21000 ans	15000	0.015
St Helens, d'après Swanson et al. (1987) :			
	m ³ pendant la période 1981-1983	m ³ /an	
	44.10 ⁶	14666667	

divers auteurs), indiquent un « taux d'éruptivité » de $0,12 \text{ km}^3/1000 \text{ ans}$, pour le cône strombolien de Paricutin, et des taux compris entre $0,12$ à $8,8 \text{ km}^3/1000 \text{ ans}$ pour des volcans composites.

Concernant les édifices à magma différencié, les données sont plus rares (tabl. 8.2). Sheridan, Frazzetta & La Volpe (1987) ont mesuré la « production moyenne » de magma du complexe de *tuff cones* de Fossa et du champ de lave de Vulcanello sur l'île Lipari (Iles Eoliennes). Pour le premier, le taux de production de magma est de $0,05 \text{ km}^3/1000 \text{ ans}$ ($5.10^4 \text{ m}^3/\text{an}$) pendant ses 6000 ans de croissance. Vulcanello a eu, au cours des derniers 2100 ans un taux de production de $0,015 \text{ km}^3/1000 \text{ ans}$ ($1,5.10^4 \text{ m}^3/\text{an}$).

Les taux moyens « d'extrusion rhyolitique » que nous avons calculés sont donc assez proches de ceux mesurés à Vulcanello. **Cependant, ces moyennes ne doivent pas occulter le caractère spasmodique de ces extrusions.** Sur l'île de Lipari, depuis 22000 ans, entre chaque phase d'activité majeure, les périodes d'inactivité durent environ 4000 ans. Pendant la période 1981-1983, Swanson *et al.* (1987) ont suivi la croissance non explosive du dôme apparu dans le cratère de 1980 du St Helens (Washington, USA) et ont mesuré un apport d'environ 40.10^6 m^3 de lave dacitique en trois ans.

Il apparaît donc que la croissance d'un dôme est un événement quasi-instantané à l'échelle des temps géologiques. Les dômes de Cappadoce sont pour la plupart des édifices comportant plusieurs lobes, dont la croissance peut être séparée par des périodes de repos. Cependant, la croissance de chacun des dômes n'a pas dû excéder quelques années. Les périodes d'inactivité volcanique, entre différentes extrusions, ont probablement été plus longues.

Ainsi, dans la caldeira d'Acıgöl, le plus ancien dôme post-caldeira est le Kocadağ, que nous avons daté de $93 \pm 2 \text{ ka}$. Ensuite, l'activité rhyolitique est arrêtée pendant environ 70 ka. Elle reprend vers 20 ka, âge TF des dômes les plus récents (Bigazzi, *et al.*, 1993) et s'interrompt vers 8000 cal. BP, âge ^{14}C du téphra terminal retrouvé dans la sédimentation lacustre du maar d'Eski Acıgöl.

8.1.2.3 – Différents types de dômes

S. Blake (1990) distingue quatre types de dômes, en fonction de la viscosité de la lave. Des critères morphométriques tels que la hauteur (h) et le rayon (R) des dômes permettent de distinguer ces différents types de dômes.

- i) Les **cryptodômes** sont constitués d'un magma particulièrement visqueux, excluant tout écoulement. Le volcan japonais Usu en est l'exemple le plus célèbre (Oba *et al.*, 1983). La hauteur du dôme est beaucoup plus importante que le rayon.

- ii) Les **dômes péléens**, tels que la montagne Pelée ou le Mont Saint Helens, sont plus larges, souvent surmontés par des aiguilles de lave (protusions) et ont un rapport h/R de l'ordre de 0,8 (Blake, 1990).
- iii) Les **dômes de lave surbaissés**, sont constitués d'une lave plus fluide, qui présente donc une meilleure aptitude à fluer. Le profil du dôme est ainsi plus arrondi, avec un rapport h/R beaucoup plus important.
- iv) Enfin, les **dômes-coulées** présentent une forte dissymétrie, avec un allongement dans le sens de la pente du substratum. Le rayon de ces dômes est bien plus grand que leur hauteur.

La figure 8.1 reprend le diagramme de Blake (1990) qui croise le rayon (R) et la hauteur (h), et représente différents types de dômes. Les 10 dômes péléens ont une hauteur qui croît beaucoup plus vite que le rayon ; la droite de régression a une pente de 1,06. En revanche, les dômes de lave surbaissés ont une pente moins forte, de 0,55, traduisant un rapport h/R plus élevé.

Sur la même figure, nous avons représenté les dômes du Göllüdağ et d'Acıgöl, ainsi que la droite de régression passant par les différents points. Les dômes du Göllüdağ et d'Acıgöl forment un même alignement : n'avons tracé qu'une seule droite de régression pour l'ensemble de leurs points. Les dômes du Göllüdağ occupent, cependant, la partie haute de l'alignement, du fait de leur hauteur et de leur rayon généralement plus important.

Les dômes de Cappadoce présentent des rayons plus importants que les dômes représentés par Blake (1990) ; leurs points forment donc un alignement décalé vers la droite du graphique. Concernant les dômes du complexe du Göllüdağ, ce décalage peut correspondre à un artefact de mesure puisque les extrusions y sont très proches les unes des autres et peuvent même se recouper, rendant imprécise la mesure de leur limite et de leur rayon. En revanche, la limite des dômes du complexe d'Acıgöl est claire : là, la différence avec les dômes représentés par Blake ne correspond pas à un artefact de mesure.

La droite de régression passant par l'ensemble des dômes du Göllüdağ et d'Acıgöl présente une pente de 0,82, intermédiaire entre celle joignant les dômes péléens (1,06) et les dômes de lave surbaissés (0,55) de Blake (1990). Le rapport h/R de l'ensemble des dômes est relativement faible, généralement compris entre 0,1 et 0,2. Ce rapport permet de classer **la plupart des dômes des complexes de Cappadoce dans la catégorie des dômes de lave surbaissés**, voire des dômes-coulées. Seuls le dôme terminal du Kabak Tepe et, dans une moindre mesure le Kaleci Tepe, ont un rapport plus élevé (respectivement 0,46 et 0,23) ce qui

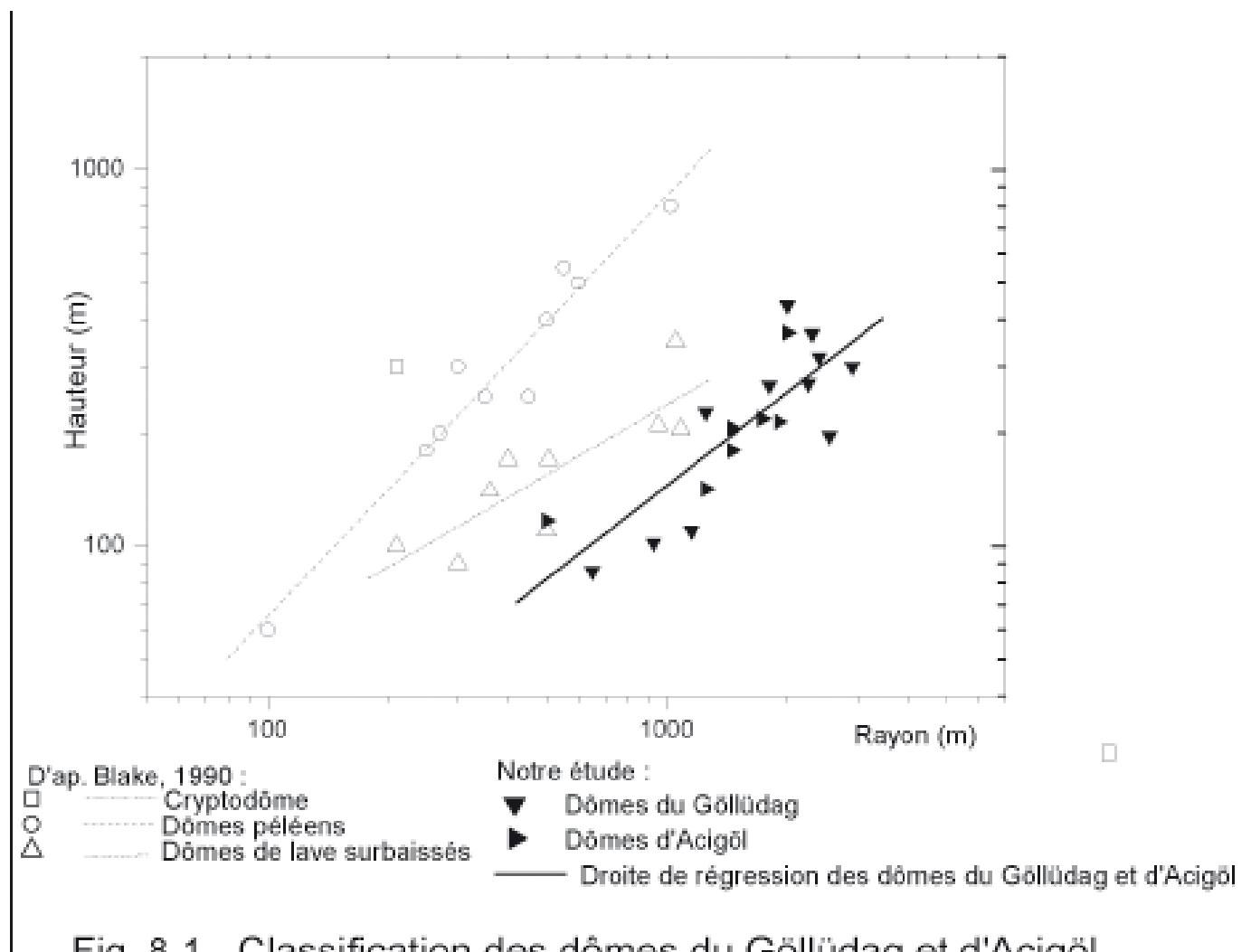


Fig. 8.1 - Classification des dômes du Göllüdag et d'Acigöl

Les droites de régression des dômes péleens et des dômes de lave ont respectivement une pente de 1,06 et de 0,55 (Blake, 1990). Celle des dômes des complexes du Göllüdag et d'Acigöl a une pente de 0,82

les rapproche des dômes péléens.

Cette présentation des dômes extrudés à l'intérieur des caldeiras du Göllüdağ et d'Acıgöl permet de souligner plusieurs différences entre les deux complexes. C'est dans le massif du Göllüdağ que les dômes présentent les volumes les plus importants. Surtout, le volume total de lave extrudée est six fois plus important dans le complexe du Göllüdağ que dans celui d'Acıgöl. En outre, les dômes du complexe d'Acıgöl sont relativement espacés les uns des autres, alors que ceux du complexe du Göllüdağ occupent la majeure partie de la caldeira et forment une sorte de stratovolcan rhyolitique associant activité pyroclastique et extrusion lavique.

Au-delà de ces différences, les extrusions se sont réalisées selon un schéma récurrent, caractéristique des dômes de Cappadoce, dans lequel il est possible de repérer quatre phases principales (Mouralis, *et al.*, 2002).

8.2 – Modalités de mise en place des dômes

La plupart des extrusions de magma différencié est accompagnée d'une activité explosive. En Cappadoce, les dômes rhyolitiques présentent généralement une activité phréatomagmatique initiale, comme dans le type (1) de la classification de Heiken & Wohletz (1987 ; cf. *supra*, 4.1.1.1.5) ; celle-ci peut se poursuivre pendant l'extrusion du dôme par une activité phréatomagmatique, comme dans le type (2).

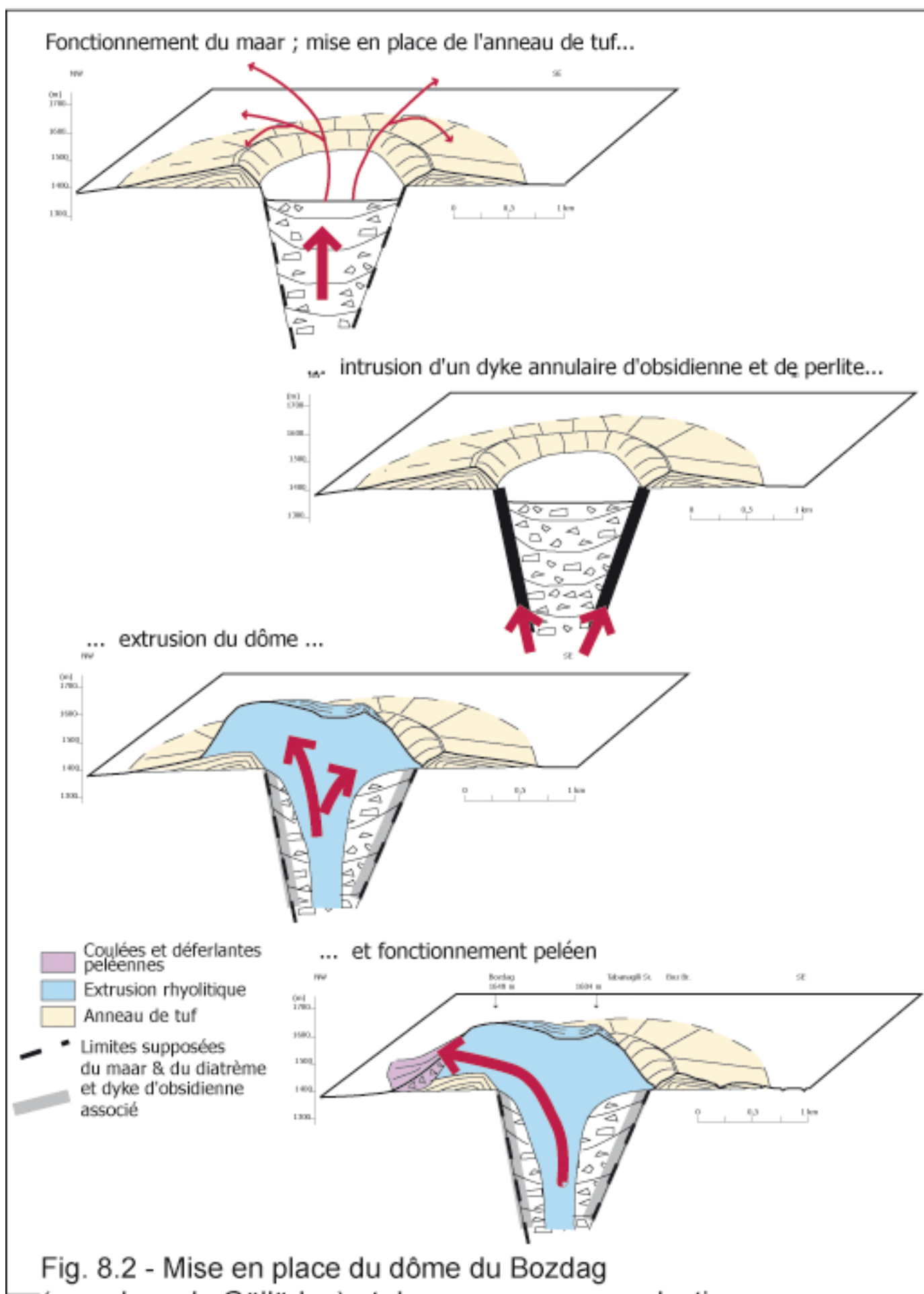
Ainsi, les dômes associent généralement activités phréatomagmatique et phréatoplinienne, activité péléenne, intrusion annulaire d'obsidienne et extrusion rhyolitique.

8.2.1 – Quatre types d'activités volcaniques successives

Deux exemples nous permettent, dans un premier temps, de décrire les principales pyroclastites associées aux dômes de Cappadoce : le dôme du Bozdağ, situé au nord du massif du Göllüdağ (fig. 5.1) ; et celui du Güneydağ localisé au nord est-de la caldeira d'Acıgöl (fig. 5.11). Nous généralisons ensuite ces exemples en montrant qu'il existe un « modèle » centre anatolien, malgré des variantes locales.

8.2.1.1 – L'exemple du Bozdağ (complexe du Göllüdağ)

Le Bozdağ permet de suivre les différentes étapes de l'édification d'un appareil rhyolitique (fig. 8.2). Le dôme présente à sa base un anneau de tuf bien conservé au sud-est où il forme



un arc de cercle d'environ 50 m de haut (Boz Br.), localement séparé du dôme par un ravin. Le matériel correspond essentiellement à des lapilli rhyolitiques et est pauvre en produits vésiculés. Il présente des ondulations de longueur d'onde métriques à pluri-métriques pour des hauteurs pluri-décimétriques à métriques. L'ensemble présente une stratification très nette, en lits centimétriques. Ces caractéristiques sont typiques des déferlantes liées à des **processus hydrovolcaniques**, et au fonctionnement d'un maar. Ces dépôts forment un véritable anneau de tuf qui enserme le dôme, de manière discontinue en raison de l'érosion postérieure.

A l'ouest du dôme (site 31), ces formations sont recouvertes par **des produits péléens**, de type coulées de cendres et blocs beaucoup plus grossiers (blocs pluri-décimétriques à métriques), sans structure apparente et uniquement composés d'une rhyolite perlitique et de quelques obsidiennes.

Enfin, les **affleurements d'obsidiennes** semi-circulaires sont visibles au sud et à l'est du dôme. Ces affleurements présentent des structures fluidales sub-verticales, caractéristiques de dykes intrusifs. Ces intrusions sont localisées au contact anneau de tuf – rhyolite extrudée, et utilisent les fractures liées à l'effondrement du diatrème, qui ont probablement joué lors de l'extrusion rhyolitique.

8.2.1.2 – Le dôme du Güneydağ et le maar d'Eski Acıgöl

Les pyroclastites associées au dôme du Güneydağ sont visibles aux sites 72 et 73 (fig. 5.13 et 5.14). La carrière ouverte dans le flanc sud du Güneydağ (site 72) présente les déferlantes phréatomagmatiques du maar à l'intérieur duquel le dôme du Güneydağ lui-même a été postérieurement extrudé (cf. *supra*, 5.2.4.3). La carrière située au nord du dôme (site 73) montre les faciès distaux des mêmes formations : l'épaisseur des déferlantes y est moindre (environ 10 m), la granulométrie est moins grossière et les bombes métriques de diabase sont rares. **Les formations visibles aux sites 72 et 73 témoignent d'une activité phréatomagmatique antérieure à l'extrusion du dôme rhyolitique.**

Le **maar d'Eski Acıgöl** (photo. 4.10) est situé immédiatement au nord du dôme du Güneydağ (site 73). Ce second maar, postérieur, recoupe l'anneau de tuf du maar du Güneydağ. Kazancı *et al.* (1995) ont étudié les déferlantes phréatomagmatiques du site 73. En raison de la proximité de ces déferlantes qui semblent former un anneau de tuf autour du maar d'Eski Acıgöl, les auteurs indiquent qu'il s'agit des produits du maar d'Eski Acıgöl lui-même. Nous réfutons cette observation car (fig. 8.3) :

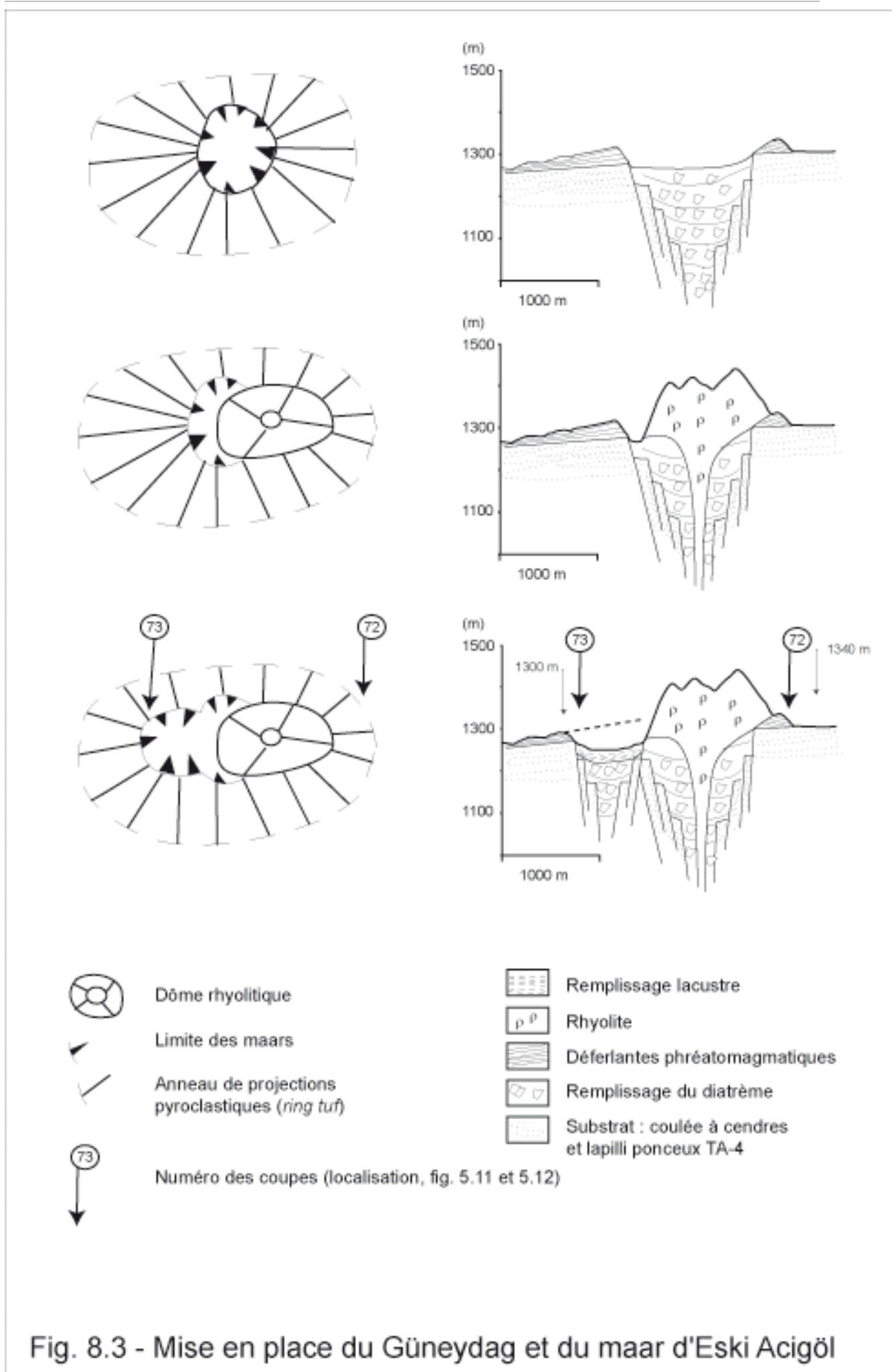


Fig. 8.3 - Mise en place du Güneydag et du maar d'Eski Acigöl

- i) le cortège pétrographique de la fraction lithique des coupes du site 73 est strictement identique à celle des déferlantes de la carrière du site 72 ;
- ii) les déferlantes sont inclinées dans une direction opposée à celle du maar du Güneydağ (qui a précédé l'extrusion du dôme), mais cette direction est recoupée par le maar d'Acıgöl : les déferlantes, au site 73, n'ont pas une direction parallèle à celle de la morphologie actuelle de l'anneau (photo. 4.10) ;
- iii) au site 73, on ne retrouve plus que des faciès « distaux » : le site 73 est distant d'environ 750 m du centre du maar du Güneydağ, alors que le site 72 n'est distant que de quelques dizaines de mètres. Les altitudes sommitales de l'anneau confirment également cette hypothèse : au site 72, les déferlantes atteignent une altitude maximale de 1340 m, alors qu'au site 73, cette altitude n'est plus que de 1300 m. Cette différence s'explique aisément si on admet que les déferlantes du site 73 ont été recoupées par un maar postérieur.

Les coupes des sites 72 et 73 permettent donc de reconstituer trois phases successives (fig. 8.3) : i) fonctionnement du maar du Güneydağ, et dépôt de son anneau de tuf phréatomagmatique ; ii) extrusion du dôme du Güneydağ ; et iii) fonctionnement du maar d'Eski Acıgöl, recoupant l'extrémité nord de l'anneau de tuf du Güneydağ.

Les produits du maar d'Eski Acıgöl n'ont, cependant, pas été retrouvés. En particulier, aucun dépôt provenant de ce maar terminal ne recouvre les déferlantes du maar du Güneydağ. Il faut donc en conclure que le maar d'Eski Acıgöl n'a laissé que des dépôts peu épais et rapidement érodés, correspondant vraisemblablement à une éruption unique de faible intensité.

8.2.1.3 – Un « modèle » d'extrusion centre-anatolien

L'étude des deux exemples précédents permet de décrire quatre phases successives d'activités pyroclastiques et extrusives.

- i) Dans un premier temps, **une activité phréatomagmatique est responsable du fonctionnement de maars et de la mise en place d'anneaux de projections pyroclastiques**. La morphologie de l'anneau de tuf du Kaleci Tepe (complexe d'Acıgöl) est particulièrement bien conservée. Ailleurs, elle est souvent incomplète (Korudağ ou Güneydağ, dans le complexe d'Acıgöl, ou Bozdağ dans le complexe du Göllüdağ).

L'expression morphologique de l'anneau pyroclastique est parfois oblitérée par l'activité volcanique postérieure (extrusive et/ ou explosive). Cependant, les

déferlantes peuvent être observées en stratigraphie si elles ont été protégées de l'érosion. C'est le cas, par exemple, dans le complexe du Göllüdağ aux sites 11 (Kabak Tepe), 29 (Büyük Göllüdağ terminal) ou 31 (Bozdağ occidental).

ii) Parallèlement, **des dykes annulaires** (« ring-dykes ») **de perlite et d'obsidienne sont mis en place à la périphérie des anneaux de tuf** en réutilisant les fractures qui limitent les diatrèmes. Par exemple, deux dykes annulaires discontinus sont associés à l'ensemble Kocadağ-Asmadağı Tepe. Dans le Göllüdağ, des dykes annulaires sont associés au « paléo-Kabak Tepe » ainsi qu'au Kabak Tepe terminal (cf. *infra*, fig. 8.5).

iii) **Le dôme terminal lui-même est extrudé à l'intérieur de l'ensemble précédent.** Les édifices les plus simples sont le Kaleci Tepe, dans le complexe d'Acıgöl, ou le Kabak Tepe terminal dans le complexe du Göllüdağ. Ailleurs, l'extrusion est responsable de la formation de lobes multiples.

iv) **L'extrusion s'accompagne généralement d'une activité pyroclastique, péléenne ou phréato-plinienne.** Au site 31 (Bozdağ), la coulée à cendres et blocs et l'écroulement d'une partie du dôme témoignent d'une activité péléenne. De même, les produits péléens du Kocadağ (complexe d'Acıgöl) ont été décrits par Le Pennec *et al.* (1994). Au site 75 (Korudağ), il s'agit d'une activité phréato-plinienne. Des produits vésiculés nappent les flancs sud-ouest du dôme et lui sont donc postérieurs.

8.2.1.4 – Les variantes du « modèle »

Les deux exemples détaillés précédemment indiquent que ce « modèle » possède des variantes. Le **dyke annulaire d'obsidienne n'est pas partout visible** : par exemple, il n'est pas visible au Küçük Göllüdağ. Là, en effet, il est possible que le dôme-coulée formé par l'extrusion de rhyolite recouvre en partie l'anneau de tuf et les obsidiennes associées. Dans la caldeira d'Acıgöl, le Korudağ, le Güneydağ, et le Kaleci Tepe qui sont les édifices les plus jeunes (les deux premiers ont été datés de 20 ka par Bigazzi *et al.*, 1993) et les plus petits, ne présentent pas de dyke annulaire d'obsidienne visible. Au contraire, le dôme du Kocadağ (environ 180 Ka) présente une intrusion visible à l'est l'édifice. Les dykes annulaires d'obsidienne semblent donc préférentiellement localisés autour des édifices les plus grands et les plus anciens.

Cependant, des bombes d'obsidienne sont toujours présentes dans les déferlantes des maars antérieurs aux dômes, même lorsque le dyke annulaire n'est pas visible. C'est, par exemple, le cas des déferlantes associées aux trois dômes les plus récents de la caldeira d'Acıgöl

(Korudağ, Güneydağ et Kaleci Tepe). Trois éléments peuvent expliquer la présence de cette obsidienne :

- i) soit il s'agit d'une obsidienne antérieure au maar, et arrachée du conduit magmatique. Aucun affleurement *in situ* n'existe au niveau de ces trois dômes. Il pourrait donc s'agir du remaniement des xénolites contenus dans l'écoulement pyroclastique TA-4 qui forme le substrat de ces édifices. Cette hypothèse semble insuffisante, au vu de la taille et de la relative rareté des obsidiennes dans ces écoulements, alors que, dans les déferlantes, des bombes décimétriques sont présentes ;
- ii) soit il s'agit d'éléments juvéniles exprimés sous forme de bombes, dont le refroidissement brutal a été favorisé par l'eau nécessaire au dynamisme phréatomagmatique (Gourgaud, 1998) ;
- ii) soit, enfin, des injections d'obsidienne ont eu lieu lors du fonctionnement du maar, le long des accidents limitant le diatrème et ont été progressivement arrachées lors de l'éruption. Ces injections peuvent avoir été totalement détruites lors de l'activité phréatomagmatique ou être invisibles parce qu'elles ont été fossilisées par les déferlantes postérieures et/ou par l'extrusion du dôme.

De même, **l'activité phréatomagmatique précédant l'extrusion elle-même n'est pas toujours avérée**. Ainsi, dans le complexe du Göllüdağ, nous ne l'avons pas observée en contrebas du Kabak Tepe. Cependant, les émissions de rhyolite postérieures pourraient avoir fossilisé un éventuel anneau de tuf. D'une manière générale, dans le Göllüdağ, l'abondance des extrusions de rhyolite postérieures à l'activité phréatomagmatique, rend souvent difficile le suivi ou même la reconnaissance des anneaux de tuf fossilisés ou démantelés par l'activité postérieure. Dans la caldeira d'Acıgöl, nous n'avons pas observé d'anneau de tuf autour du Kocadağ. Cependant, la présence d'une zone déprimée localisée à l'est de l'appareil, entre le dôme et l'intrusion d'obsidienne, suggère l'existence d'un anneau de tuf, aujourd'hui en grande partie démantelé.

De plus, l'activité péléenne, contemporaine de l'extrusion de rhyolite, peut avoir également fossilisé et/ou détruit une partie des anneaux de tuf préexistants. Ainsi, dans le cas du Bozdağ, nous avons vu que l'écoulement à cendres et blocs à l'ouest du dôme a en partie recouvert les déferlantes antérieures.

Les quatre phases que nous venons de décrire ne correspondent pas forcément à un déroulement chronologique toujours identique. Ainsi, les intrusions d'obsidienne peuvent se placer juste après le fonctionnement du maar ou après une première croissance du dôme. L'exemple du maar d'Eski Acıgöl indique également qu'une seconde activité phréatomagmatique peut être postérieure à l'extrusion rhyolitique. Enfin, ce schéma peut se répéter et donner lieu à l'emboîtement de plusieurs dômes.

8.2.2 – Des dômes parfois emboîtés

Le modèle d'extrusion peut se répéter sur un même événement, et provoquer l'emboîtement de deux dômes et de leur dyke annulaire d'obsidienne. Cela est particulièrement bien visible dans la morphologie du Büyük Göllüdağ ou du Kabak Tepe (fig. 8.4A et 8.4B).

8.2.2.1 – Les extrusions du Büyük Göllüdağ

La base du Büyük Göllüdağ se situe à environ 1500 m d'altitude. Un versant abrupt inscrit dans la rhyolite et présentant une corniche sommitale, rejoint un « replat » aux altitudes proches de 1760 m. Ces premiers affleurements de rhyolite appartiennent à un premier dôme, le « paléo-Büyük Göllüdağ ». A la base de ces rhyolites, se trouve un affleurement d'obsidienne, visible sur le versant sud du dôme (*Sirca Deresi*) ainsi que sur le versant nord (*dere Kömürcü*).

Le « replat » est en partie recouvert par des pyroclastites, dont les produits sont très peu vésiculés et qui recouvrent le versant sur une épaisseur d'une quinzaine de mètres. Ce replat est légèrement incliné, jusque vers 1850 m. Les pyroclastites forment un anneau de tuf phréatomagmatique dont la mise en place précède l'extrusion du dôme terminal du grand Göllüdağ.

Puis on observe un second versant très raide, jusqu'au cratère sommital à plus de 2000 m. Ce versant montre des blocs de rhyolite formant une brèche de dôme perlitique, associée à la croissance du dôme terminal et recouverte par des produits péléens.

Une intrusion d'obsidienne est visible au contact des déferlantes et des brèches de dômes ; elle montre différents faciès évoluant entre une rhyolite perlitique comprenant des « lits » millimétriques d'obsidienne, jusqu'à une obsidienne massive, en passant par de l'obsidienne à « lits » de rhyolite perlitique.

Des obsidiennes sont donc associées à chacun de ces dômes. L'obsidienne inférieure de *Sirca Deresi* a été datée par traces de fission par Bigazzi *et al.* (1993), de $0,98 \pm 0,06$ Ma, alors que la rhyolite des brèches du dôme supérieur a livré un âge K/Ar de $0,855 \pm 0,013$ Ma

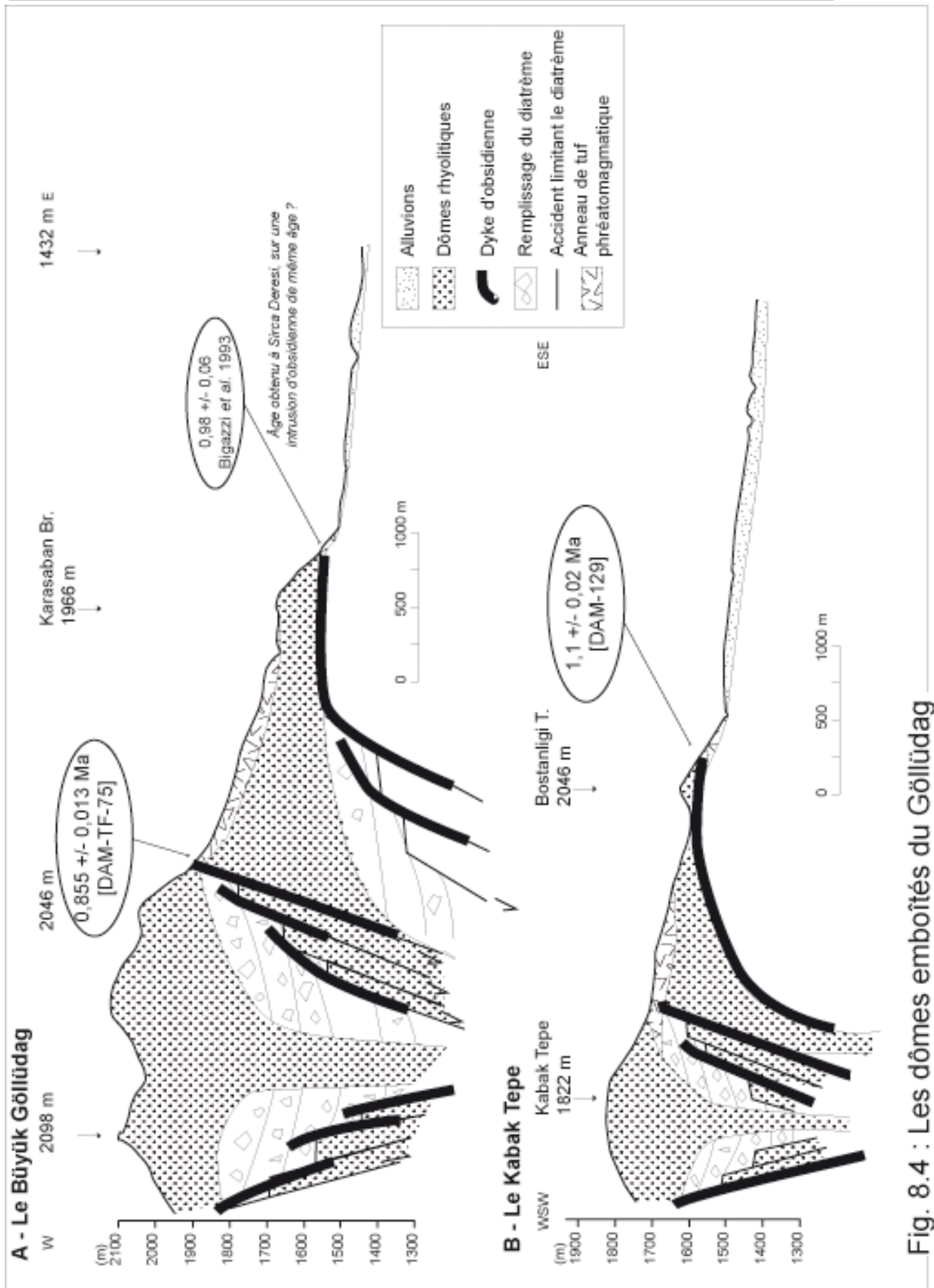


Fig. 8.4 : Les dômes emboîtés du Göllüdag

(TF-75). Une telle comparaison pose des problèmes méthodologiques puisque les âges ont été obtenus par deux méthodes différentes. Cependant, les deux résultats se situent en dehors de leurs marges d'erreur respectives, et les deux extrusions sont séparées par 50 000 à 200 000 ans.

8.2.2.2 – Les extrusions du Kabak Tepe

Le Kabak Tepe présente une morphologie proche du Büyük Göllüdağ, avec des altitudes moindres : « replat » à 1600 m appartenant au « paléo-Kabak Tepe » et sommet à 1822 m du Kabak Tepe terminal (fig. 8.4B).

Là encore, la morphologie caractérisée par un replat intermédiaire, et la distribution des affleurements, s'expliquent aisément par l'emboîtement de deux structures distinctes telles que nous les avons représentées sur la figure 8.4. A l'est du dôme, des pyroclastites sont recouvertes par les rhyolites du « paléo-Kabak Tepe » et signalent une activité explosive antérieure à la première génération du dôme.

Une seconde activité phréatomagmatique, associée à une intrusion d'obsidienne, est visible sur le replat du dôme du Kabak Tepe (log 11, fig. 5.4). Les produits pyroclastiques qui affleurent sont caractéristiques d'une activité phréatomagmatique et phréato-plinienne aux produits très peu vésiculés (cf. *supra*, 5.1.2.3.3).

Les extrusions successives peuvent également se recouper. Ainsi, les observations morphologiques de terrain, comme l'observation du MNT (fig. 8.5), montrent que le Kayışkiran recoupe la partie nord du « paléo-Kabak Tepe ». Ce dernier a lui-même été démantelé par l'activité phréatomagmatique puis par l'extrusion du dôme du Bozdağ. Ces observations sont confortées par les âges K/Ar : $1,1 \pm 0,02$ Ma pour les obsidiennes du « paléo-Kabak Tepe » (DAM-129) et $0,966 \pm 0,014$ Ma pour la rhyolite du dôme le plus septentrional (Bozdağ).

Les dômes des complexes rhyolitiques de Cappadoce présentent donc une dynamique caractérisée par quatre types d'activité explosive et extrusive. En outre, presque chacun des dômes est associé à une intrusion d'obsidienne. L'intérêt archéologique de cette matière première mérite maintenant que nous présentions la gîtologie de cette obsidienne.

8.3 – Gîtologie de l'obsidienne

L'importante fréquentation humaine de la Cappadoce, dès le Paléolithique et surtout au Néolithique, s'explique par l'abondance de l'obsidienne qui constitue, en effet, l'une des matières premières des industries préhistoriques. En Cappadoce, la plupart des ateliers de taille sont à proximité immédiate des affleurements de matière première. La compréhension de la logique de distribution spatiale des affleurements d'obsidienne est donc essentielle puisqu'elle commande, en grande partie, celle des ateliers.

Les obsidiennes correspondent généralement à des coulées ou à des unités à l'intérieur d'une extrusion rhyolitique (Gourgau, 1998 : fig. 3). Dans les complexes rhyolitiques de Cappadoce, la notion d'écoulement ne rend pas compte des observations de terrain. La très grande majorité des affleurements correspondent à des dykes intrusifs : ils présentent des plans de fluidité sub-verticaux. Par ailleurs ils dessinent un cercle, le plus souvent discontinu, autour des dômes auxquels ils sont associés (fig. 5.2, 5.10 et 8.5). Des exemples comparables ont été identifiés en Arménie, où des affleurements d'obsidienne enserrent les extrusions de rhyolite (Karapetian *et al.*, 2001 : fig. 9, 10 et 11). Sur ces figures, les intrusions d'obsidienne sont localisées à la base des affleurements de rhyolite.

Les obsidiennes des complexes rhyolitiques de Cappadoce ne forment donc pas des coulées telles que celles de l'*Obsidian Dome* (Californie, cf. Castro *et al.*, 2002a) ou du *Newberry Volcano* (Oregon, cf. Castro *et al.*, 2002b). La disposition est également différente de celle qui apparaît sur les figures de Karapetian *et al.* (2001). Les plans de fluidité sub-verticaux suggèrent plutôt des dykes intrusifs périphériques aux extrusions de rhyolite.

8.3.1 – Localisation et mise en place de l'obsidienne dans les complexes rhyolitiques du Göllüdağ et d'Acıgöl

Dans les complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl, les affleurements d'obsidienne présentent le plus souvent des plans de fluidité sub-verticaux. Cette observation est particulièrement nette concernant les obsidiennes situées à l'est de l'Asmadağı Tepe dans le complexe d'Acıgöl (cf. *supra.*, photo. 7.1 et 7.2), ou pour les obsidiennes du sud du Kabak Tepe « terminal » (complexe du Göllüdağ). Seules les obsidiennes associées au « paléo-Kabak Tepe » présentent une composante horizontale, comme par exemple à Erkli Dere (site 34, nord-est du « paléo-Kabak Tepe »).

Les obsidiennes sont parfois éloignées des dômes rhyolitiques auxquels elles sont associées. Ainsi, l'anneau d'obsidienne de l'Asmadağı Tepe est situé à plus de 1,5 km à l'est

du dôme. Le volcanisme et l'érosion postérieure à la mise en place de l'obsidienne sont responsables de cette déconnexion entre le dôme et l'obsidienne associée.

Toutes ces observations suggèrent deux types de mise en place de l'obsidienne :

- i) L'obsidienne d'Erikli Dere (site 34) pourrait correspondre à la base de l'affleurement de rhyolite et être directement liée à sa mise en place ; mais il peut également s'agir d'un sill (fig. 8.4B).
- ii) Ailleurs, les obsidiennes ont toujours des plans de fluidité sub-verticaux, et sont parfois déconnectées des dômes rhyolitiques (Asmadağı Tepe). **Elles sont alors associées à la phase antérieure à l'extrusion, c'est à dire à l'activité phréatomagmatique. Seules des injections d'obsidienne le long des failles annulaires limitant le diatrème rendent compte de ces observations.** Cela explique également que les obsidiennes sont parfois recouvertes par les produits de l'activité explosive et extrusive postérieure, comme par exemple au autour du dôme terminal du Büyük Göllüdağ.

8.3.2 – Différents faciès d'obsidienne

Si les intrusions sont parfois déconnectées des dômes rhyolitiques, les obsidiennes sont cependant toujours associées à des perlites. Seul le « cœur » de l'intrusion correspond à une obsidienne massive. La différence entre ces deux roches réside dans la teneur en eau : l'obsidienne est anhydre ou presque ($H_2O < 3\%$), alors que la perlite est enrichie en H_2O (Foucault & Raoult, 1995) par circulation de fluides hydrothermaux. Les perlites sont, en effet, issues d'une hydratation secondaire de l'obsidienne et ont une teneur en H_2O comprise entre 3 et 5 % (Rocci, 1987).

Généralement présentées comme des roches entièrement vitreuses, les obsidiennes sont le plus souvent microphyriques (Poidevin, 1998) et la disposition des inclusions minérales permet de reconstituer les directions d'écoulement (Castro *et al.*, 2002a). Les sphérolites⁷ qu'elles contiennent souvent, constituent des impuretés sphériques, de rayon millimétrique à centimétrique, qui rendent alors la roche impropre à la taille.

Les dykes d'obsidienne de Cappadoce montrent généralement une transition entre le « cœur » de l'intrusion, très vitreux, et l'« encaissant » perlitique. Le « cœur » est composé d'une obsidienne massive, alors que sa périphérie montre une obsidienne de plus en plus enrichie en perlite. Cette transition se fait par la présence de sphérolites perlitiques de plus en

⁷ Souvent dénommés sphérolites « perlitiques », ces impuretés ont en fait un chimisme enrichi en Na_2O et en Al_2O_3 par rapport à l'obsidienne dans laquelle elles se développent. Leur chimisme les rapproche donc plus des feldspaths sodiques (Gratuze & Bellot-Gurlet, comm. pers.).

plus nombreux qui « mitent » l'obsidienne. Parfois la transition se fait par l'intermédiaire d'un « rubannement » obsidienne-perlite. Celui-ci s'observe à différentes échelles : de gros « lits » décimétriques d'obsidienne alternent avec d'autres « lits » de perlite, alors qu'à une échelle plus fine on observe encore un autre « rubannement », millimétrique. Dans les deux cas, les faciès « de transition » sont impropres à la taille.

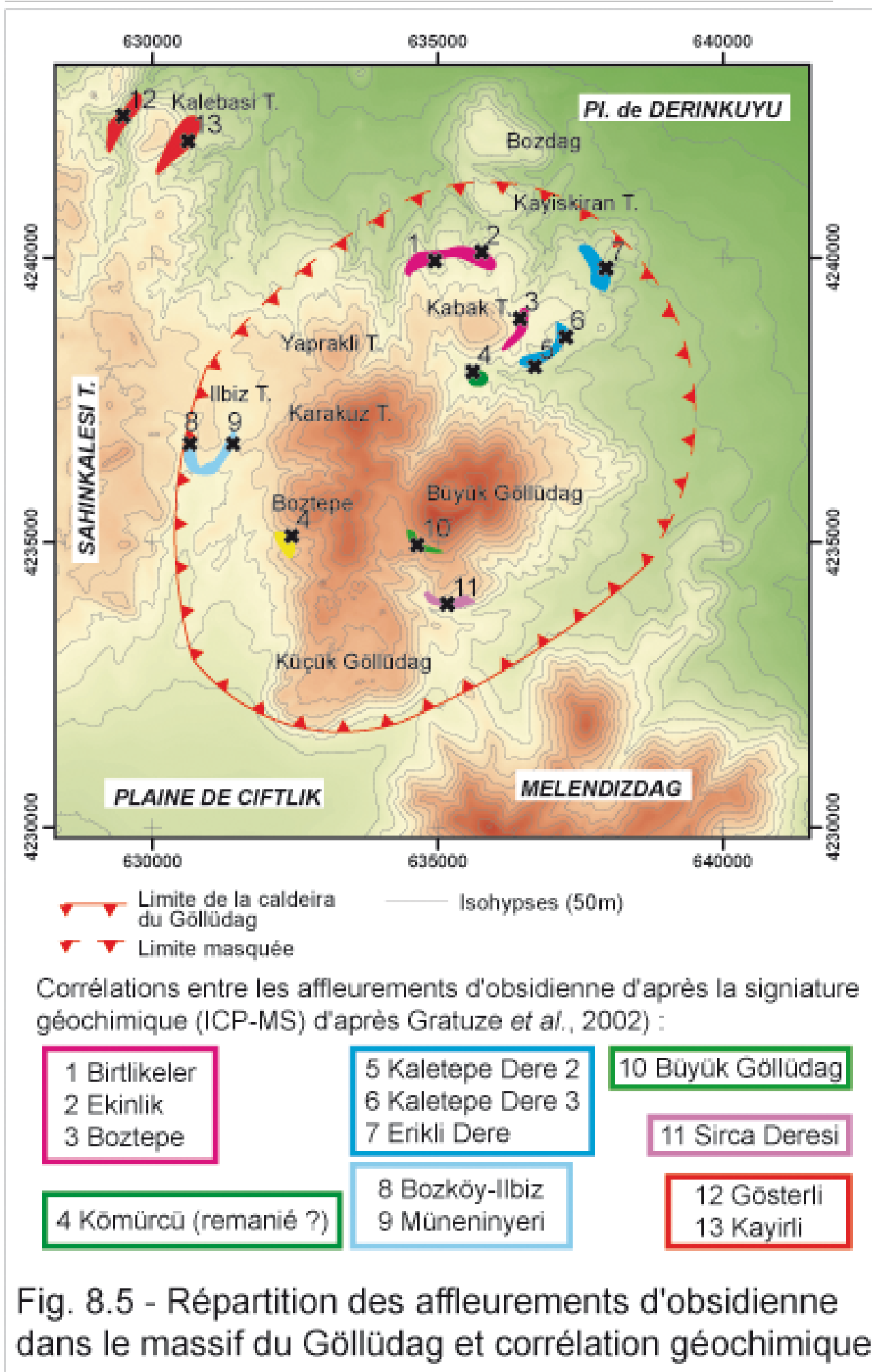
Tous les dykes annulaires ne constituent donc pas des sites de matière première de même qualité pour les tailleurs préhistoriques. Certains affleurements n'ont probablement jamais été exploités, en raison de l'absence d'une obsidienne suffisamment massive. Ainsi, l'obsidienne d'Erikli Dere (site 34), dont le dyke atteint une épaisseur record d'environ 10 à 15 mètres, admet une grande quantité de sphérolites. En revanche, les pyroclastites associées qui recouvrent cet affleurement et qui sont associées à la croissance du dôme du « paléo-Kabak Tepe », comportent des bombes d'obsidienne constituées d'un matériel juvénile particulièrement pur, qui a pu être taillé.

8.3.3 – Un modèle conforté par les analyses géochimiques

L'intérêt archéologique des obsidiennes explique le nombre d'études portant sur leur caractérisation dont les principales méthodes sont présentées dans Gratuze (1998). Il s'agit notamment d'analyses géochimiques (Oddone *et al.*, 1997 ; Gratuze, 1999), mais aussi de caractérisation par spectroscopie Raman (Bellot-Gurlet, 1998 ; Milleville *et al.*, 2003), ou encore de l'étude des rapports isotopiques (Gale, 1981, pour le strontium). De plus en plus d'études associent les différentes approches (Gratuze *et al.*, 2003). Les études de caractérisation des obsidiennes ont ainsi montré que les artefacts néolithiques du Göllüdağ ont été exportés en Mésopotamie, au sud du Levant et jusqu'à Chypre (Briois, Gratuze & Guilaine, 1997).

L'étude de Gratuze *et al.* (2003) à laquelle nous avons participé, vise à caractériser les obsidiennes du Göllüdağ à l'aide d'une approche multidisciplinaire. L'analyse géochimique des éléments en trace (ICP-MS) des affleurements du Göllüdağ a permis de distinguer les obsidiennes de « Gözterli-Kayirli », celles de Bozköy-İlbiz, celles de Sırça Deresi (dôme inférieur du Büyük Göllüdağ) et celles du Büyük Göllüdağ (dôme supérieur). En revanche les obsidiennes de Kaletepe et d'Erikli Dere ont la même signature géochimique, de même que celles des affleurements du Kabak Tepe (dôme supérieur) et de Ekinlik-Birtlikeler (fig. 8.5).

La reconnaissance de la structure annulaire des intrusions autour des dômes permet d'expliquer ces différences et similitudes repérées par l'étude géochimique des éléments



en trace. L'identification de deux dômes emboîtés formant le Büyük Göllüdağ (dômes initial et terminal) associés à deux dykes différents explique ainsi que les signatures géochimiques en sont différentes. Le même raisonnement vaut pour les obsidiennes de Kaletepe, associées au « paléo-Kabak Tepe » et donc différentes de celles du Kabak Tepe « terminal ».

A l'inverse, les affleurements de Kaletepe, du « Dere 2 », et d'Erikli Dere forment une seule et même unité associée au « paléo-Kabak Tepe », ce qui explique la similitude des signatures géochimiques. Enfin, les affleurements d'Ekinlik-Birtlikeler sont associés aux dômes du Bozdağ ou du Kayışkiran Tepe qui sont postérieurs au « paléo-Kabak Tepe » qu'ils recourent. S'ils sont contemporains du Kabak Tepe « terminal », cela expliquerait la similitude des signatures géochimiques des obsidiennes associées à ces deux dômes.

Dans le complexe d'Acıgöl, nos observations permettent également de décrire un dyke annulaire autour de l'Asmadaği Tepe. La reconnaissance de cette structure rend compte à la fois de la similitude des signatures géochimiques des éléments en trace (Poidevin, 1998) et de la contemporanéité des âges (~160 ka) par traces de fission (Bogazzi *et al.*, 1993) et par potassium-argon (notre étude). De même, la reconnaissance de cette structure explique la différence entre ces obsidiennes et toutes celles associées aux autres dômes.

Conclusion du chapitre 8 :

Les dômes rhyolitiques : modes de mise en place et impacts sur les paysages

L'activité post-caldeira des complexes rhyolitiques est responsable de la mise en place de dômes rhyolitiques, le plus souvent associés à des pyroclastites. Dans le Göllüdağ, le volume de magma impliqué dans cette activité est équivalent à celui de la phase précédente, (~ 6 km³). Au contraire, dans le complexe d'Acıgöl, le volume de magma impliqué dans la phase post-caldeira est bien moindre que dans la phase précédente (< 1 km³, contre près de 6 km³).

L'impact de cette activité sur les paysages pléistocènes ne doit pas être lu sous la seule forme des volumes de magma impliqués : la rapidité des phénomènes doit également être prise en compte. En effet, l'activité syn-caldeira est extrêmement brutale et rapide, alors que la phase post-caldeira perdure pendant une période beaucoup plus longue. Dans le complexe du Göllüdağ, les dômes sont extrudés pendant plus de 600 000 ans et dans le complexe d'Acıgöl, la période d'extrusion a duré près de 80 000 ans.

Les « taux moyens d'extrusion », de l'ordre de 0,01 km³/1000 ans dans chacun des complexes, sont comparables aux résultats calculés dans d'autres complexes rhyolitiques.

Cependant, l'observation de volcans actuels montre une croissance des dômes rhyolitiques très spasmodique, dont un « taux moyen » ne peut pas rendre compte. En comparaison avec la phase syn-caldeira précédente, l'extrusion des dômes rhyolitiques est un phénomène impliquant un volume moindre de magma, et plus étalé dans le temps. En outre les pyroclastites ont une extension spatiale bien moindre.

Si l'activité volcanique du Göllüdağ est arrêtée depuis plus de 400 000 ans, celle d'Acıgöl est beaucoup plus récente. Les dômes les plus jeunes ont été datés par traces de fission d'environ 20 000 ans (Bigazzi *et al.*, 1993). En outre, l'étude des téphras interstratifiés dans la séquence lacustre du maar d'Eski Acıgöl nous a permis de montrer (chapitre 6) que l'activité volcanique a perduré jusqu'au début de l'Holocène. Ainsi, dans le complexe d'Acıgöl, près de 60 000 ans séparent la première extrusion post-caldeira (Kocadağ) de la seconde série (Korudağ, Güneydağ, Kaleci Tepe) dont l'âge est plus jeune que 20 000 ans. La relative brièveté de l'arrêt actuel rend envisageable une reprise future de l'activité.

L'observation des dômes post-caldeira a permis de mettre en évidence un modèle d'extrusion centre-anatolien, qui associe phréatomagmatisme, extrusion rhyolitique, activité pyroclastique péléenne et/ou phréato-plinienne, et intrusion d'obsidienne. Pour la première fois, nous proposons une explication à la distribution des obsidiennes, par la mise en évidence de dykes annulaires associés aux anneaux de tuf dont la mise en place précède l'extrusion rhyolitique. La mise en évidence de l'existence de ces dykes annulaires permet de rendre compte de la variabilité géochimique des affleurements d'obsidiennes. Enfin, la compréhension de leur distribution spatiale permet une meilleure recherche des sites possibles d'ateliers archéologiques.

Chapitre 9 :

L'évolution des paysages post-volcaniques et les peuplements préhistoriques

Dès le dépôt des pyroclastites ou la mise en place des laves, l'érosion *s.l.* est responsable du démantèlement des formes volcaniques. Grâce à l'identification et à la datation de niveaux-repères, il est possible de préciser les rythmes et de quantifier les vitesses de l'érosion.

L'érosion des complexes du Göllüdağ et d'Acıgöl s'est accompagnée du remblaiement des plaines qui les bordent : plaines de Çiftlik et de Derinkuyu. Si l'origine de ces plaines est encore discutée, leur évolution reste étroitement liée à l'activité volcanique et à son arrêt. Dans la plaine de Derinkuyu, les cônes alluviaux qui descendent du Göllüdağ remanient du matériel paléolithique.

L'activité volcanique des complexes volcaniques et celle des stratovolcans de Cappadoce, n'ont pas été synchrones. Le complexe d'Acıgöl a été actif après l'arrêt du volcanisme du complexe du Göllüdağ ; le Hasandağ et l'Erciyes ont émis des laves et des pyroclastites après l'arrêt de l'activité volcanique du complexe d'Acıgöl. En outre, l'activité de chacun des volcans a connu des répit plus ou moins longs. Cette évolution diachronique explique l'interstratification de formations détritiques alluviales et colluviales « post-volcaniques », et de pyroclastites provenant des volcans toujours en activité. Nous devons donc envisager l'arrêt du volcanisme à différentes échelles temporelles. Ce chapitre est non seulement consacré au Pléistocène supérieur et à l'Holocène, qui ont vu l'arrêt de l'activité volcanique dans toute la Cappadoce, mais aussi aux périodes plus anciennes de répit de l'activité volcanique du Pléistocène moyen.

9.1 – Erosion des édifices volcaniques

Nous possédons encore peu de jalons pour appréhender précisément la chronologie et l'ampleur des différentes phases érosives au cours du Quaternaire. Dans le complexe d'Acıgöl, il est possible de reconstituer des paléotopographies démantelées depuis le fonctionnement de la phase syn-caldeira (~ 180 ka) et de quantifier ainsi l'érosion au cours du Pléistocène supérieur. Corrélativement à l'ablation sur les massifs volcaniques, les plaines qui les entourent ont été progressivement remblayées comme en témoignent les dépôts alluviaux

des plaines de Çiftlik ou de Derinkuyu. Cette étude conduit à s'interroger sur l'histoire de l'évolution géomorphologique des caldeiras, dans laquelle l'érosion apparaît être un facteur important.

9.1.1 – L'érosion et sa mesure dans le complexe d'Acigöl

9.1.1.1 – Les anciens glacis aujourd'hui démantelés

Autour du complexe d'Acigöl, divers arguments indiquent que les bas de versant de l'Erdaş Dağ étaient formés de glacis dont la pente était dirigée en direction du centre de la caldeira.

9.1.1.1.1 – Les indices morphologiques et sédimentologiques au sud de la caldeira

La coupe de la figure 9.2 montre les versants convexo-concaves du nord de l'Erdaş Dağ, au contact de la caldeira d'Acigöl. La concavité basale est perchée au dessus du fond de la caldeira, et semble se raccorder au niveau topographique fossilisé par les déferlantes basaltiques de l'Obruk Tepe. En outre, les formations détritiques recouvrant les bas de versant de l'Erdaş Dağ, au site 74 et celles fossilisées par les déferlantes post-caldeira du Korudağ et de l'Obruk Tepe sont comparables.

Le site 74 est localisé sur les bas de versant de l'Erdaş Dağ, à environ 1490 m d'altitude, au droit d'un vallon descendant du massif, aujourd'hui drainé par un oued, le Küçük Kilik Dere⁸. Le substrat est constitué par l'andésite faillée de l'Erdaş Dağ qui laisse parfois la place à une brèche tectonique indurée à gros blocs d'andésite. Des sables limoneux, épais de deux à trois mètres, recouvrent le substrat. La structure est massive, de type *matrix-supported*, riche en gravillons constitués essentiellement de ponces, et comprenant quelques rhyolites et obsidiennes. Dans le détail, la formation présente de rares lentilles décimétriques concentrant les gravillons. Cette formation est fossilisée par les déferlantes du Korudağ.

Les coupes du site 55 sont situées à l'ouest de l'Obruk Tepe, à une altitude d'environ 1360 m.

La base des coupes est constituée par la coulée à cendres et lapilli ponces TA-4. Cette pyroclastite est surmontée par une formation nettement alluviale (unité 2), remaniant des gravillons de ponces et de lithiques (rhyolite, obsidienne, roches du socle), puis par une formation sablo-limoneuse (unité 3) épaisse de près de 150 cm. Cette formation est surmontée par les déferlantes rhyolitiques du maar du Korudağ (unité 4), dont la base est formée de lits centimétriques cendreaux, puis par des niveaux grossiers aux ondulations liées à l'effet de souffle et comportant des bombes. Ces déferlantes sont interstratifiées avec les produits basaltiques de l'Obruk Tepe, datés de 32 ± 2 ka.

^{8 8} *Dere* : terme turc désignant un ruisseau ou un torrent.

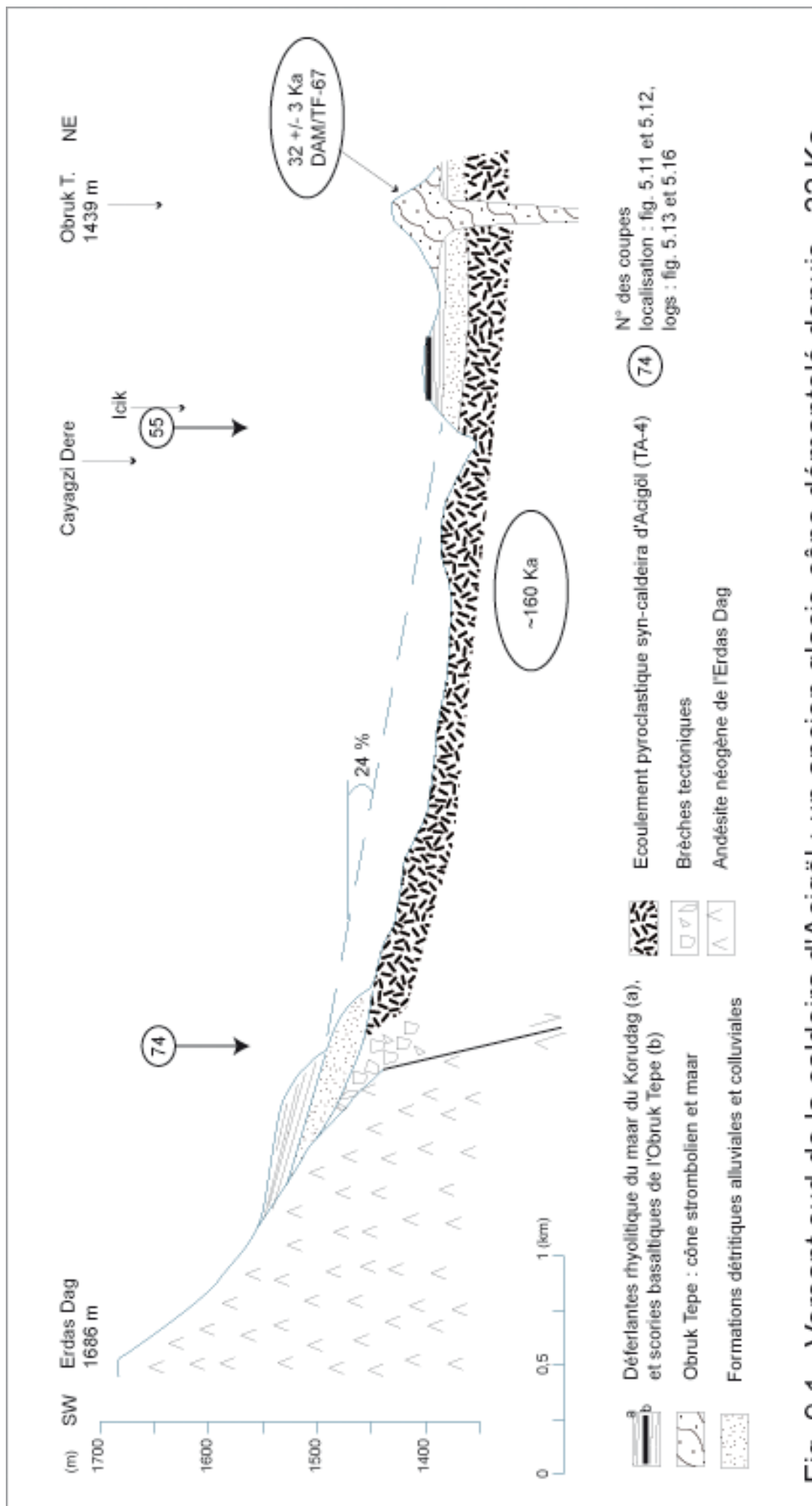


Fig. 9.1 - Versant sud de la caldeira d'Acigöl : un ancien glacis-cône démantelé depuis ~32 Ka

Le contact entre l'unité sablo-limoneuse (unité 3) et les déferlantes rhyolitiques du Korudağ (unité 4) présente des irrégularités caractéristiques de type « **coin de glace** » : les cendres constituant la base des déferlantes du Korudağ pénètrent sur environ 50 cm de profondeur dans l'unité détritique sous-jacente. Ces déformations n'affectent que le matériel cendreur : les lits supérieurs des déferlantes essentiellement constitués de lapilli ne sont pas déformés

Les caractéristiques sédimentologiques (structure massive, architecture *matrix-supported*, présence de rares lentilles) et pétrographiques (gravillons de ponce, de rhyolite et d'obsidienne, et plus rarement de basalte et d'andésite) de l'unité 3 du site 55 sont identiques à celles des sables limoneux du site 74.

La continuité de ces formations détritiques entre les sites 74 et 55 permet de reconstituer une paléotopographie inclinée d'environ 24 % (fig. 9.1). Il s'agit d'un glacis-cône, alimenté par les hauts de versants et les vallons provenant de l'Erdaş Dağ. Le caractère massif de ces formations détritiques ainsi que la finesse des éléments indiquent une mise en place selon des processus de type « mouvements de masse », probablement de solifluxion. Les lentilles montre cependant l'existence d'un ruissellement de surface capable de remanier et de trier le matériel. L'absence de paléochenal visible exclut l'existence d'un écoulement concentré. Ce glacis-cône a ensuite été démantelé, postérieurement au dépôt des déferlantes du Korudağ.

9.1.1.1.2 – Les bas de versant à l'est de la caldeira

A l'est de la caldeira, les collines de Kumtepe dominent le fond de la caldeira de près de 150 m. Au site 56, les bas de versant de Kumtepe présentent une disposition morphologique proche de celle observée dans la partie sud de la caldeira au contact de l'Erdaş Dağ.

La partie sommitale des versants est composée par les pyroclastites syn-caldeira (unité 1) dans lesquelles les formations suivantes sont emboîtées. Les alluvions (unité 2) sont des alluvions à gravillons de rhyolite et d'obsidienne remaniant les pyroclastites syn-caldeira. Au dessus, l'unité 3 correspond à une formation massive à blocs de rhyolite et d'obsidienne peu émoussée, interprétée comme une formation colluviale. Cette dernière a livré plusieurs *artefacts* sur obsidienne pouvant se rapporter au Paléolithique moyen (éclats à débitage Levallois : N. Balkan-Atlı & D. Binder, comm. pers.). Ces colluvions sont fossilisées par des déferlantes basaltiques, à cendres et lapilli scoriacés (unité 4), que nous rattachons à un ancien maar, aujourd'hui masqué par ses propres produits et par les colluvions terminales (unité 5).

Le pendage des scories, d'environ 20 à 25° permet de reconstituer les bas de versants formés par les alluvions puis les colluvions. Ces bas de versants ont été détruits par l'éruption du maar d'âge inconnu. La méconnaissance de la chronologie du Paléolithique d'Anatolie centrale rend impossible la datation, même approximative, du matériel archéologique remanié dans les colluvions. A cette première difficulté, s'ajoute le fait que les industries du

Paléolithique moyen soient peu typées et couvrent de longues périodes de temps. La seule certitude est que ce matériel est antérieur au Néolithique, qui débute, en Anatolie centrale, vers 12 Ka cal. BP.

9.1.1.1.3 – Ages des bas de versant et de leur démantèlement

La datation de l'ancien glacis-cône situé au sud de la caldeira repose sur les âges radiométriques et les corrélations stratigraphiques entre les formations pyroclastiques.

Le glacis-cône est postérieur à la coulée à cendres et lapilli ponceux (TA-4, ~160 Ka) qu'il recoupe. Il est probablement postérieur aux pyroclastites syn-caldeira terminales (~110 Ka). En effet, leur absence aux sites 74 et 55, à proximité immédiate de leur lieu d'émission (entre l'Asmadağı Tepe et le Kumtepe) témoigne très vraisemblablement de leur déblaiement par les processus érosifs. En revanche, le glacis-cône est antérieur aux produits basaltiques de l'Obruk Tepe (32 ± 2 Ka) et au déferlantes rhyolitiques du Korudağ.

Les fentes en coins du site 55 (photo. 7.3), qui affectent le contact entre l'unité sablo-limoneuse et les déferlantes rhyolitiques du Korudağ, permettent de préciser l'ambiance climatique. En effet, ces figures sont liées à un comportement différentiel du matériel (au contact unité détritique – cendres volcaniques) vis à vis du gel. D'après l'âge des déferlantes du Korudağ (~20 Ka) elles pourraient résulter du froid intense qui caractérise le dernier Pléiniglaciare à ces altitudes (Kuzucuoglu & Roberts, 1997).

En Anatolie centrale, de telles figures ont été observées sur le pourtour du bassin de Konya : à Beydili près de Karaman, à 1000 m d'altitude (Roberts, 1980 : 121) et à Göçü sur la rive nord du bassin, à 1015 m d'altitude (Mouralis, 1996 : 90 ; Karabıyıkoglu *et al.*, 1999). Ces auteurs rapportent ces figures au maximum du froid du Pléiniglaciare. Cette attribution est confortée par la datation ^{14}C obtenue à Göçü sur un niveau organique cryoturbé (28300 ± 1100 BP, Fontugne *et al.*, 1999).

Les anciennes morphologies des bas de versants identifiées au sud et à l'est de la caldeira témoignent donc :

- i) d'une phase d'ablation du matériel syn-caldeira, postérieure à ~110 Ka ;
- ii) d'une phase d'accumulation et d'édification de glacis-cônes recouvrant les bas de versant du sud et de l'est de la caldeira et remblayant une partie du fond de la caldeira. Au sud de l'Erdaş Dağ, cette phase est comprise entre ~110 Ka et 32 ± 2 Ka. Cette fourchette est cohérente avec la typologie du matériel Paléolithique moyen remanié dans les colluvions de l'est de la caldeira.

iii) d'une phase d'ablation et d'incision postérieure à la mise en place des édifices basaltiques et rhyolitiques post-caldeira ; elle est donc postérieure à 32 ± 2 Ka.

9.1.1.2 – Incision linéaire et taux d'ablation

Il est possible de mesurer l'intensité de cette dernière phase d'incision. En effet, dans deux sites de la caldeira d'Acıgöl, la coulée à cendres et lapilli ponceux TA-4 est perchée par rapport au fond actuel de la caldeira. De plus, dans ces deux sites, des téphras d'âge connu fossilisent TA-4.

Dans le fond de la caldeira, l'altitude de la base de TA-4 est située à 1319 m (fig. 9.1). Or, au site 55, sous les déferlantes de l'Obruk Tepe, le sommet de TA-4 se situe à près de 1340 m d'altitude. De plus, au site 72, TA-4 est fossilisé par les déferlantes du Güneydağ à environ 1330 m d'altitude. Il est donc possible de mesurer l'incision linéaire locale (fig. 9.2) entre :

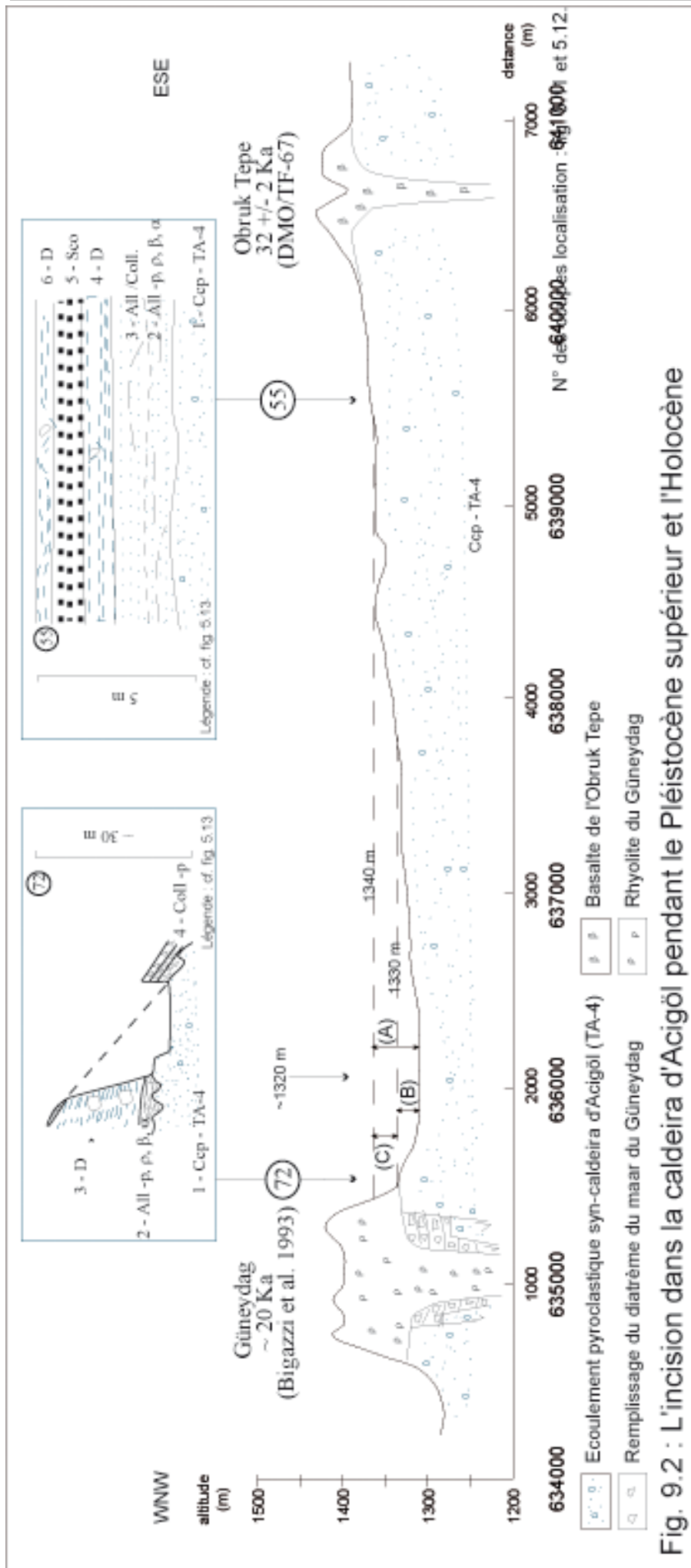
- i) le site 55 et le fond de la caldeira (environ 20 m), depuis le dépôt des déferlantes de l'Obruk Tepe (32 ± 2 Ka, TF67) ;
- ii) le site 72 et le fond de la caldeira (environ 10 m), depuis le dépôt des déferlantes du Güneydağ (20 ± 5 Ka d'après Bigazzi *et al.*, 1993) ;
- iii) le site 55 et le site 72 (environ 10 m), pendant la période séparant le dépôt des déferlantes de l'Obruk Tepe de celles du Güneydağ (environ 12 000 ans).

En extrapolant ces valeurs à l'ensemble de la caldeira (85 km^2 , cf. *supra*, chap. 7) et en tenant compte des marges d'erreur des âges K/Ar et traces de fission, les *taux d'ablation moyens* (tabl. 9.1) sont les suivants :

- i) entre le dépôt des déferlantes de l'Obruk Tepe et aujourd'hui, l'incision est de 20 m, soit une tranche moyenne d'ablation de 0,59 à 0,63 mm/an ;
- ii) entre le dépôt des déferlantes du Güneydağ et aujourd'hui, l'incision est de 10 m, soit une tranche moyenne d'ablation de 0,40 à 0,67 mm/an ;
- iii) entre le dépôt des déferlantes de l'Obruk Tepe et celles du Güneydağ, l'incision est de 10 m pendant près de 13 000 ans, soit un taux moyen d'ablation compris entre 0,53 et 2,0 mm/an.

Cette extrapolation de l'incision linéaire locale à l'ensemble de la caldeira comporte, cependant, des limites méthodologiques :

- i) le niveau repère choisi (1320 m) est localisé dans une sorte de talweg très élargi (Çayağazı Dere) ; les taux extrapolés à l'ensemble de la caldeira sont donc surestimés.



Tabl. 9.1 : Taux d'ablation moyen dans le fond de la caldeira d'Acigöl pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène

Superficie caldeira (km ²)	Scénario (Fig. 9.1)	Tranche érodée (m)	Volume érodé (m ³)	Début (K an)	Fin (K an)	Durée		Tranche d'ablation maximale minimale (mm/an)	Tranche d'ablation maximale (mm/an)
						maximale (an)	minimale (an)		
85	A	20	1,70.10 ⁹	32 +/- 2 ⁽¹⁾	0	34000	32000	0,588	0,625
	B	10	0,85.10 ⁹	20 +/- 5 ⁽²⁾	0	25000	15000	0,400	0,667
	C	10	0,85.10 ⁹	32 +/- 2 ⁽¹⁾	20 +/- 5	19000	5000	0,526	2,000

(1) Age K/Ar, notre étude (DMO/TF-67)

(2) Traces de fission, Bigazzi et al., 1993

cf. fig. 9.1 pour les explications

- ii) Les calculs précédents supposent qu'au moment de son recouvrement par les pyroclastites de l'Obruk Tepe puis par celles du Güneydağ, l'ensemble de la coulée pyroclastique TA-4, se situait à chaque fois à une altitude identique (figurée par les pointillés sur la figure 9.1).
- iii) En outre, le calcul d'un taux moyen d'ablation ne tient pas compte du caractère spasmodique de l'érosion ni des alternances entre les phases d'incision et de remblaiement. Or, à l'est de la caldeira, dans les collines de Kumtepe, au site 52, une paléo-ravine d'environ 15 m de profondeur incise la partie supérieure des pyroclastites syn-caldeira, jusqu'au sommet de TA-4. Cette ravine est remplie par des alluvions limono-sableuses remaniant les pyroclastites du Kumtepe. Depuis le dépôt des pyroclastites syn-caldeira terminales (TA-9 à TA-12), soit depuis 110 Ka (cf. *supra*, chap. 6), on observe donc au moins une phase d'incision et une phase de remblaiement.

Les taux moyens d'ablation que nous avons mesurés sont donc compris entre 0,4 et 2 mm/an. L'importance de la fourchette est liée à la marge d'erreur de la date par traces de fission utilisée pour dater les déferlantes du Güneydağ qui fossilisent TA-4 au site 72. Si on élimine cette valeur extrême, les taux moyens d'ablations sont compris entre 0,4 et 0,67 mm/an. Malgré les réserves méthodologiques exprimées ci-dessus, ces valeurs sont comparables à celles indiquées pour les milieux méditerranéens dans *Hommage à P. Birot* (1984 : p. 312).

En revanche, Calvet (1997) indique, dans le Roussillon, des taux d'ablation moins élevés, de l'ordre de 0,3 mm/an, au cours de l'Holocène, et de 0,2 mm/an au cours du Pliocène. Les valeurs que nous avons obtenues sont sensiblement plus élevées. Cela exprime en partie l'incertitude générée par l'extrapolation des résultats observés dans trois sites seulement à l'ensemble de la caldeira. Ces différences peuvent également s'expliquer par les milieux morphoclimatiques différents. En outre, la nature du matériel ponceux, peu cohérent et facilement mobilisable, peut expliquer que les taux obtenus en Cappadoce sont plus élevés.

9.1.2 – L'évolution morphologique des caldeiras

La préservation de la morphologie d'une caldeira dépend de l'évolution postérieure à sa mise en place et de la durée de cette évolution (Lipman, 1984). Les facteurs endogènes, principalement le volcanisme, et les facteurs exogènes, comme l'érosion active dès l'arrêt du volcanisme concourent à l'évolution morphologique (cf. *supra*, 2.3.2, et fig. 2.2).

9.1.2.1 – La caldeira du Göllüdağ

Dans le cas du complexe volcanique du Göllüdağ, qui a fonctionné au Pléistocène moyen, l'absence de limites claires au nord et au sud est d'abord liée aux facteurs endogènes. L'activité post-caldeira et l'édification d'un « stratovolcan » rhyolitique (cf. *supra*, chap. 8) expliquent la disparition des murs de la caldeira. En effet, de nombreux dômes sont situés sur les limites de la caldeira : Bozdağ ($0,966 \pm 0,14$ Ma) au nord, İlbiz Tepe ($0,855 \pm 0,013$ Ma) à l'ouest ou Küçük Göllüdağ ($0,444 \pm 0,007$ Ma) au sud. De plus, chacune de ces extrusions a été précédée par une activité explosive phréatomagmatique qui a fortement contribué à la destruction des limites de la caldeira antérieure.

La subsidence de la plaine de Derinkuyu pourrait également expliquer la disparition progressive des limites septentrionale et orientale de la caldeira. Donth *et al.* (1998) rappelle le caractère actif de la faille de Derinkuyu, située à l'est de la plaine.

9.1.2.2 – La caldeira d'Acıgöl

Dans le complexe d'Acıgöl, l'érosion *s.l.* explique en grande partie l'effacement des limites de la caldeira au nord et à l'ouest de la structure.

L'étude des formations détritiques situées au-dessus des pyroclastites syn-caldeira indiquent que l'érosion *s.l.* a modelé des glacis, et progressivement remblayé le fond de la caldeira, durant la période $\sim 110-32$ Ka (cf. 9.1.1.1.2). Au site 55, le sommet de ce remblaiement se situe à 1340 m. Or, au nord du complexe, les interfluves qui limitent la caldeira sont situés à des altitudes similaires, comprises entre 1340 et 1350 m. A la suite du remblaiement du fond de la caldeira, le réseau hydrographique était donc installé sur un niveau topographique plus élevé qu'actuellement, traversant ainsi aisément la limite septentrionale de la caldeira.

Dans une deuxième période, postérieurement à 32 Ka, la reprise de l'incision linéaire est à l'origine du démantèlement de ces formes d'accumulation. Dans le nord-est de la caldeira, le réseau hydrographique est responsable du creusement de la vallée aujourd'hui drainée par l'Acısu Dere. Là, l'absence de terrasse alluviale indique que le matériel érodé lors de cette phase d'incision a été directement exporté en direction de la vallée de la Kızılırmak, située au nord.

Cette vallée de l'Acısu Dere offre un nouveau jalon chronologique. En effet, ses versants sont moulés par les déferlantes rhyolitiques du maar du Kaleci Tepe aux sites 85 et 87 (fig. 5.2). La vallée de l'Acısu Dere était déjà creusée à lors de leur dépôt. Or, ces produits du

Kaleci Tepe sont postérieurs aux déferlantes du Güneydağ datées de 20 ± 5 Ka par Bigazzi *et al.* (1993) et sur lesquelles elles reposent au site 73 (fig. 5.2).

9.2 – Remblaiement des dépressions

L'arrêt du volcanisme et le démantèlement des formations pyroclastiques par l'érosion provoquent une accumulation dans les dépressions qui jalonnent les massifs volcaniques.

9.2.1 – La plaine de Çiftlik

Comprendre l'origine et le fonctionnement de la plaine de Çiftlik nécessite de s'intéresser au Pléistocène moyen. Selon Pasquarè *et al.* (1988), la plaine de Çiftlik serait une caldeira consécutive à l'émission d'une partie des ignimbrites néogènes. Les travaux de Le Pennec *et al.* (1994) et de Froger *et al.* (1998) ont remis en cause cette interprétation en montrant que les ignimbrites tertiaires provenaient d'anciennes caldeiras localisées dans les secteurs d'Acıgöl-Nevşehir, de Derinkuyu et de l'Erciyes Dağ. Cependant, la plaine de Çiftlik est incluse dans la caldeira tertiaire dessinée par Froger *et al.* (1998 : fig. 7.7).

9.2.1.1 – Nouvelle interprétation de l'origine de la plaine de Çiftlik

En fait, la plaine de Çiftlik, limitée au sud par le stratovolcan néogène du Melendizdağ a été progressivement fermée au cours du Pliocène supérieur et du Quaternaire (fig. 9.3) :

- i) Au nord, les laves du Şahinkalesi Tepe se mettent en place dès le Plio-Quaternaire sur les produits andésitiques et les ignimbrites tertiaires. Ensuite, des mouvements de surrection provoquent la déformation de l'ensemble des formations (cf. *supra*, chap. 5 et fig. 5.3).
- ii) A l'ouest, la dépression est fermée par les coulées de lave basaltique provenant du cône strombolien du Boztepe, à proximité du village de Mahmutlu. La coulée inférieure a été datée de $1,33 \pm 0,02$ Ma (CKUZ 97/8-01) alors que la coulée supérieure a livré un âge K/Ar de $1,21 \pm 0,06$ Ma (CKUZ 97/8-02).
- iii) Au nord-est, les andésites néogènes sont éventrées lors de l'activité syn-caldeira du Göllüdağ, datée d'environ 1,3 Ma. Puis les dômes viennent combler, en partie, la caldeira aux alentours de 1 Ma.

Ce dispositif morphologique indique que la dépression de Çiftlik a été fermée par les coulées basaltiques située à l'ouest, dont la mise en place est contemporaine du

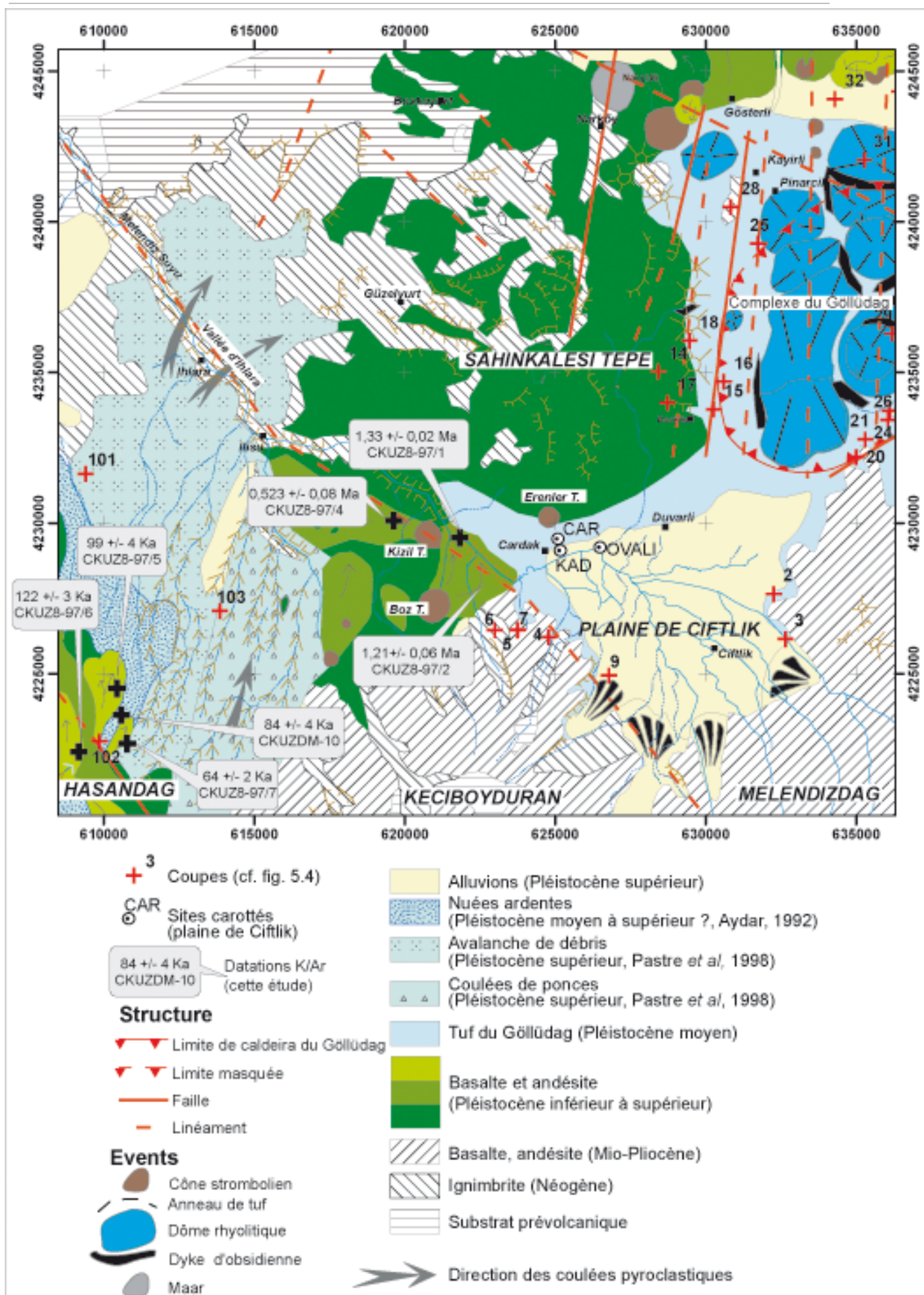


Fig. 9.3 : La plaine de Ciftlik

fonctionnement syn-caldeira du Göllüdağ. (fig. 9). La plaine de Çiftlik a donc été fermée vers 1,3 Ma.

9.2.1.2 – Les formations lacustres de la plaine de Çiftlik

Après cette fermeture, la plaine a fonctionné en dépression lacustre, comme l'indiquent les dépôts de diatomites au pied de l'Erenler Tepe situé au nord-ouest de la plaine. Les formations argilo-marneuses de la base des carottes de la plaine de Çiftlik analysées par Ferrari (1998) témoignent également de la présence d'un lac (cf. *supra*, chap. 8). Celui-ci est contemporain de l'éruption syn-caldeira du complexe du Göllüdağ, comme en témoigne l'interstratification de ses produits dans les dépôts lacustres (Ferrari, 1998 ; notre étude, chap. 5).

Il est également possible de corréliser les formations fluvio-lacustres retrouvées sous les pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ avec la fermeture de la plaine de Çiftlik. En effet, à l'ouest de la caldeira du Göllüdağ (sites 14, 15 et 16, fig. 9.3), les formations argilo-marneuses alternant avec des niveaux alluviaux sont recouvertes par les coulées à cendres et lapilli ponceux du Göllüdağ (cf. *supra*, chap. 6).

Selon cette hypothèse, un lac recouvrait donc la plaine de Çiftlik actuelle, ainsi qu'une partie du secteur situé entre le Şahinkalesi Tepe et le massif du Göllüdağ. Cependant, cette reconstruction paléogéographique pose deux problèmes :

- i) L'âge de la première coulée de lave responsable de la fermeture occidentale de la plaine de Çiftlik ($1,33 \pm 0,02$ Ma) est immédiatement postérieur à l'âge établi pour l'activité syn-caldeira du Göllüdağ ($1,39 \pm 0,01$ Ma). Les formations fluvio-lacustres antérieures au Göllüdağ ne peuvent donc pas être postérieures à la fermeture de la plaine de Çiftlik.
- ii) Le sommet des formations fluvio-lacustres se situe soixante à cent mètres au-dessus du sommet de la dernière coulée basaltique (1600 m) ayant barré la plaine de Çiftlik. En effet, le sommet des formations fluvio-lacustres fossilisées par les pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ se situent à environ 1660 m au site 16 et 1700 m au site 15 (fig. 9.3). Au site 14, ces formations sont encore plus élevées (1750 m) mais il s'agit essentiellement de formations fluviales.

Le problème 1) peut être lié à un artefact de mesure des âges qui sont très proches. En effet, la méthode K/Ar date la pâte microcristalline qui est la dernière phase à cristalliser au moment même de l'éruption (chap. 6). Alors qu'avec la méthode Ar/Ar, les âges obtenus concernent des minéraux qui ont cristallisé dans la chambre magmatique avant l'éruption. Il

est donc possible que l'intervalle compris entre 0,03 et 0,09 Ma corresponde à un problème de corrélation des deux méthodes : l'âge Ar/Ar des feldspaths pourrait être antérieur à celui de l'éruption des ponces.

Le problème 2) traduit l'existence de mouvements tectoniques et la subsidence relative de la plaine de Çiftlik par rapport à la surrection des massifs environnants (Şahinkalesi Tepe, Göllüdağ et Melendizdağ). De tels mouvements sont avérés dans le Şahinkalesi tepe au cours du Plio-Quaternaire. En outre, les failles de Narköy et de Bozköy, comme les nombreux accidents cassants de moindre ampleur, visibles aux sites 14 ou 15, affectent à la fois les laves plio-quaternaires du Şahinkalesi Tepe et les pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ. Ces accidents témoignent de mouvements positifs postérieurs à l'activité syn-caldeira du Göllüdağ. De plus, les facettes triangulaires visibles sur les bas de versant du Melendizdağ offrent également l'indice de mouvements positifs de ce massif par rapport à la plaine de Çiftlik.

9.2.1.3 – L'évolution terminale de la plaine de Çiftlik

La vidange de la dépression s'est produite lorsque le niveau lacustre a atteint le sommet des coulées basaltiques, soit environ 1600 m d'altitude (cote 1596,4 m au Camızdağı Tepe). La rivière qui draine la dépression, la Melendiz Suyu, a alors incisé les coulées de lave basaltique en gorges profondes d'une centaine de mètre. L'ancienne dépression lacustre a ensuite évolué comme une plaine alluviale. La Melendiz Suyu a érodé et remanié les produits lacustres, puis déposé des alluvions grossières provenant des massifs bordiers.

Cette évolution alluviale postérieure au fonctionnement syn-caldeira du complexe du Göllüdağ est responsable du dépôt des alluvions retrouvées au sommet des carottes prélevées au nord-ouest de la plaine de Çiftlik (fig. 9.3). Ainsi, près de 5 m d'alluvions sont présents au sommet de la carotte CAR située à + 10 m d'altitude relative au-dessus de la plaine ; 8 m au sommet de la carotte KAD à + 5 m ; et plus de 16 m au sommet de la carotte OVALI, qui a été prélevée dans la plaine alluviale actuelle (Ferrari, 1998).

9.2.2 – La plaine de Derinkuyu

La plaine de Derinkuyu est actuellement une plaine endoréique dont les oueds proviennent du nord (Göbiye Dere) et du sud. Ces écoulements méridiens convergent vers une zone inondable située à 1310 m d'altitude à proximité du village de Gölcük⁹ (site 30). La partie

⁹ Dont le nom signifie « petit lac ». L'absence d'exutoire à la plaine de Derinkuyu explique que ce secteur soit périodiquement inondé, comme nous l'avons observé en septembre 2002.

septentrionale de la plaine, au nord du Göllüdağ, est occupée par une vingtaine de cônes stromboliens. Les coulées émises par certains de ces édifices ont été datées par Olanca (1994) et Kuzucuoğlu *et al.* (1998) : les âges K/Ar sont compris entre 190 et 70 Ka. En outre, la coulée de Suvermez que nous avons échantillonnée en septembre 2002 a donné des résultats K/Ar préliminaires inférieurs à 10 Ka (H. Guillou, comm. pers.).

D'après Le Pennec *et al.* (1994) et Froger *et al.* (1998), la plaine de Derinkuyu constitue le reste d'une ancienne caldeira à l'origine de certaines unités ignimbritiques néogènes de Cappadoce. Ici, comme dans la plaine de Çiftlik, le volcanisme quaternaire a totalement transformé les paysages.

9.2.2.1 – La désorganisation du drainage de la plaine de Derinkuyu

Trois indices permettent d'affirmer l'existence d'un ancien drainage orienté vers l'ouest en direction de la basse vallée de la Melendiz Suyu et du bassin du Tuz gölü (fig. 9.4) :

- i) A l'exception des sommets des cônes stromboliens et des coulées de lave associées, les altitudes s'abaissent progressivement d'est en ouest vers les villages de Yazıhöyük et de Kuyulutatlar, où les altitudes sont proches de 1290 m.
- ii) Au sud-ouest de la plaine, (sites 32 et 33, fig. 9.4), l'épaisseur visible des alluvions est supérieure à 8 mètres. Au contraire, à l'est de la plaine, à proximité de Gölcük (site 30), les alluvions grossières sont absentes des coupes : là, les téphras syn-caldeira du Göllüdağ affleurent sous moins d'un mètre de colluvions limono-sableuses.
- iii) Quasiment absent du nord de la plaine de Derinkuyu, au nord du Göllüdağ, là où les cônes stromboliens sont les plus nombreux, le drainage de surface réapparaît plus à l'ouest, à proximité de Ağaçlı où affleurent les mêmes alluvions qu'au site 33, à des altitudes proches de 1200 m.

La tectonique et le volcanisme expliquent cette désorganisation du drainage de la plaine de Derinkuyu.

Limitée à l'ouest par la faille de Derinkuyu et au nord par la faille de l'Erdaş Dağ, la plaine de Derinkuyu a probablement été subsidente au cours du Quaternaire. Selon Donth *et al.* (1998), la faille de Derinkuyu aurait été active au cours du Pléistocène. Au nord de la plaine, la faille de l'Erdaş Dağ est fossilisée par la coulée provenant d'un cône strombolien, le Çatal Tepe, datée de 72 Ka par Olanca (1994). Cependant, l'absence d'alluvions au sommet des coupes du site 30, au sud-est de la plaine (Gölcük), infirme l'hypothèse d'une subsidence de

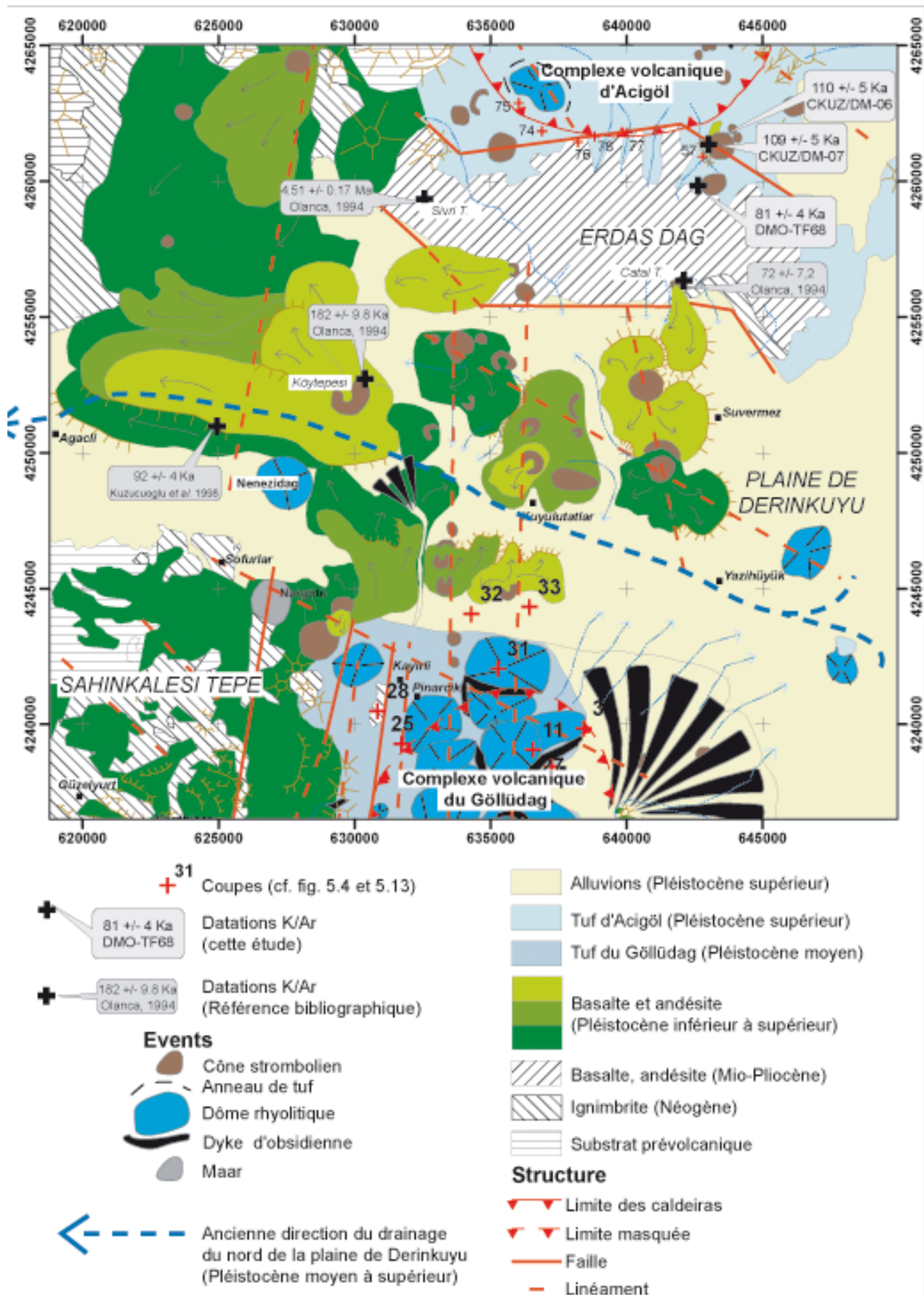


Fig. 9.4 - Le nord-ouest de la plaine de Derinkuyu et le volcanisme basaltique

ce secteur. En revanche, le volcanisme basaltique du secteur nord-ouest de la plaine, entre l'Erdaş Dağ et le Göllüdağ, semble avoir été le facteur déterminant de la désorganisation du drainage de ce secteur. En effet, les coulées associées aux cônes stromboliens ont comblé et fossilisé les vallées d'un ancien réseau (fig. 9.6). En particulier, les longues coulées basaltiques localisées au nord du Nenezi Dağ, orientées d'est en ouest, empruntent probablement d'anciens axes de drainages. La coulée supérieure de cet ensemble située au nord du Nenezi Dağ, date de 92 ± 2 ka (Kuzucuoglu *et al.*, 1998).

9.2.2.2 – Les dépôts alluviaux de la plaine de Derinkuyu

Malgré cette désorganisation du drainage, les cônes alluviaux provenant du massif du Göllüdağ ont continué à fonctionner, comme en témoignent les coupes localisées au sud-ouest de la plaine (sites 32 et 33, fig. 9.4). Ces alluvions remanient du matériel archéologique qui constitue un précieux jalon chronologique pour la datation du remplissage terminal de la partie nord de la plaine de Derinkuyu.

Situé au nord du Göllüdağ, le site 32 est localisé sur un cône alluvial provenant de ce massif. Les formations sont caractéristiques d'un écoulement spasmodique, avec alternance de niveaux à forte énergie et de niveaux de débordement ou de fin de crue à plus faible énergie.

Les alluvions présentent une alternance de niveaux grossiers (galets jusqu'à 20 cm de grand axe) et de niveaux plus fins (sables), formant des lits décimétriques horizontaux. Le matériel arrondi à subarrondi provient exclusivement du Göllüdağ : galets de rhyolite, de perlite et d'obsidienne. L'accumulation visible dépasse 5 m d'épaisseur. Le sommet est constitué de près d'un mètre de limons sableux.

Les coupes du site 33 sont situées plus au nord, dans un contexte de plaine alluviale, avec des chenaux plus stables et un écoulement plus régulier. Situées en contrebas des coulées de lave, les alluvions semblent emboîtées dans ces coulées. En outre, la présence de galets de basalte indique qu'une partie des alluvions provient de l'érosion des coulées de laves qui accidentent la plaine de Derinkuyu. Les coupes du site 33 (fig. 9.4) seraient donc postérieures à l'activité basaltique.

La base (unité 1) est constituée d'un ensemble alluvial comportant des galets arrondis de rhyolite, d'obsidienne et de basalte pris dans une matrice sableuse et incluant de grandes lentilles métriques à matériel plus grossier (galets jusqu'à 15 cm de grand axe).

L'unité 2 est plus riche en galets décimétriques de même composition pétrographique que précédemment ; le litage est peu apparent. Elle comprend un niveau sableux plus fin (2b) surmonté par une formation à galets (2c). Dans ces deux unités (1 et 2) les rhyolites, obsidiennes et perlites forment l'essentiel des galets, en plus des galets de basalte andésitique.

L'unité 3 est sablo-limoneuse. D'aspect massive, elle admet quelques lentilles décimétriques de gravillons et correspond à un faciès de débordement (3a). Un horizon humifère (3b)

Tabl. 9.2 – Artefacts du Paléolithique moyen et supérieur, remaniés dans les alluvions des sites 32 et 33 (nord du Göllüdağ) morcelé

Site / Niveau	Nombre d'artefacts	Description	Période	Remarques
33 / 2c	1	Partie proximale d'éclat provenant peut-être d'un débitage Levallois ; débitage moustérien	Paléolithique moyen	Présente des ressemblances avec certaines pièces de la fouille du « Dere 3 », sans précision possible quant au niveau
33 / 2c	1	Eclat	Paléolithique supérieur (ou moyen ?)	Peut-être du Paléolithique moyen, en se référant au niveau IV (à artefact sur rhyolite) du « Dere 3 ».
33 / 1 (dans niveau grossier)	3	Pièces taillées	Paléolithique moyen ou supérieure	L'usure des pièces rend l'attribution difficile. Pièces indubitablement taillées. Très différentes des pièces néolithiques.
33 / 2	1	Petit nucleus à lamelles	Paléolithique supérieur ancien	N'existe pas dans la fouille du « Dere 3 ».
33 / 2	2	Pièces taillées, dont un outil (pièce à dos)	Paléolithique supérieur	

Détermination réalisée par L. Slimak (comm. pers.).

atteignant 60 cm d'épaisseur est visible. Vers l'ouest, celui-ci passe latéralement à des faciès de débordement (3c).

Les colluvions limoneuses (4) altérées par le sol « actuel » recouvrent les formations précédentes. L'unité 4 comprend de gros blocs de pierres taillés correspondant à une structure archéologique associée à de la poterie et de nombreux foyers qui semblent dater du Haut Moyen-Age (époque byzantine).

Des artefacts sur obsidienne sont présents dans les coupes du site 32 et dans les niveaux 2 et 3a du site 33. Il s'agit de matériel remanié, aux arêtes émoussées et dont la détermination difficile a été effectuée par L. Slimak (comm. pers.). Les huit pièces retrouvées (tabl. 9.2) sont caractéristiques du Paléolithique moyen ou supérieur. Aucun artefact néolithique ou postérieur n'a été retrouvé dans les formations alluviales, alors même que le massif du Göllüdağ est extrêmement riche en ateliers néolithiques et chalcolithiques (Balkan-Atlı & Der Arahamian, 1998).

L'observation des coupes et du matériel remanié permet d'affirmer :

- i) Sur les versants du Göllüdağ, une importante phase d'érosion se produit pendant ou à la fin du Paléolithique supérieur ;
- ii) l'absence de matériel néolithique remanié dans les alluvions indique que cette phase d'érosion est antérieure à l'occupation néolithique du Göllüdağ. Au site de taille d'obsidienne de Kaletepe, cette occupation débute vers 8300-7800 cal. BC (Balkan-Atlı & Binder, 2000 ; Binder, 2002).
- iii) Sur les versants du Göllüdağ, le démantèlement des formations superficielles pyroclastiques et détritiques et des sites archéologiques associés pourrait expliquer la rareté des sites Paléolithiques « en place ».

Le dépôt de ces alluvions est donc contemporain de la période correspondant au Paléolithique supérieur (~30 à 12 Ka). Il s'explique par un regain de l'action érosive. D'après les données paléoenvironnementales concernant l'Anatolie centrale, deux périodes pourraient présenter les conditions nécessaires à cette reprise de l'activité érosive : le Pléniglaciaire, et la transition Pléistocène-Holocène.

Au Pléniglaciaire, les lacs d'Anatolie centrale ont connu de hauts niveaux (Kuzucuoğlu & Roberts, 1998). Dans la plaine de Konya, les dépôts de plages à + 20 m environ sont datés de 23 à 18000 cal. BP (Kuzucuoğlu *et al.*, 1999 ; Fontugne, *et al.* 1999, Roberts *et al.*, 1999). Pourtant, pendant cette période, la végétation est steppique (Bottema, 1987). La domination des pollens d'*Artemisia* et des *Chenopodiaceae* suggère une sécheresse prononcée (Kuzucuoğlu & Roberts, 1998). Dans ces conditions, les hauts niveaux lacustres

s'expliqueraient par la fonte saisonnière des neiges abondantes sur le Taurus, rehaussant les niveaux d'eau dans les circuits karstiques alimentant la plaine (C. Kuzucuoğlu, comm. pers.).

Après leur assèchement brutal vers 19500-19000 BP, les lacs d'Anatolie centrale connaissent deux transgressions tardiglaciaires, vers 15000 cal. BP et vers 13000 cal. BP (Kuzucuoğlu & Roberts, 1998 ; Fontugne *et al.*, 1998). Ces hauts niveaux paraissent liés à un réchauffement plutôt qu'à une hausse des précipitations : en effet, vers 13000 cal. BP, la steppe avait une extension plus grande qu'actuellement comme l'indiquent les faibles pourcentages de pollens arborés, par exemple dans les séquences d'Akgöl (Bottema & Woldring, 1984) ou d'Eski Acıgöl (fig. 6.3, cf. Woldring, 1997 ; Roberts *et al.*, 2001).

A Eski Acıgöl (Roberts *et al.*, 2001), des changements environnementaux importants se produisent vers 12000 cal. BP. Le pourcentage de pollens d'*Artemisia* et de *Chenopodiaceae* diminue alors que celui des *Graminae* augmente, indiquant une augmentation de l'humidité. Il faut attendre encore 2 à 3000 ans pour observer un réel développement des pollens arborés. D'après Roberts *et al.* (2001), ce décalage traduit d'une part la lenteur de la conquête du milieu par les arbres et, d'autre part, le développement d'espèces à faible production de pollens : *Pistacia* et *Juniperus* principalement. Cette expansion forestière se poursuit jusque vers 8000 cal. BP. Durant cette période, l'augmentation des précipitations est également observée dans les sapropèles des carottes de Méditerranée orientale (Rossignol-Strick, 1993, 1999).

D'après les données d'Eski Acıgöl, la période de fortes précipitations atteint son apogée vers 8000 cal. BP, pour s'interrompre vers 6200 cal. BP. L'Holocène inférieur, humide, correspond aussi au début de l'occupation du site néolithique de Kaletepe (8300-7800 cal. BC: Balkan-Atlı & Binder, 2000 ; Binder, 2002). L'impact de l'exploitation des ressources du milieu par les activités humaines contemporaines du développement néolithique des ateliers d'obsidienne et des sites d'habitation en Cappadoce tels que Aşıklı (Esin & Harmankaya, 1999) ou Musular (Özbaşaran, 1999) est encore mal connu, mais pourrait avoir aggravé l'érosion. Cependant l'absence de matériel néolithique remanié dans les dépôts des sites 32 et 33 indique que la phase d'érosion responsable de l'édification des cônes alluviaux du pourtour du Göllüdağ est antérieure à cette époque.

Le haut niveau du lac pléniglaciaire de la plaine de Konya, (~23000-18500 BP) peut s'expliquer par les apports hydriques en provenance du Taurus pendant les fontes saisonnières des neiges. En Cappadoce, la géographie de l'enneigement au cours de cette période est mal connue. Selon Messerli (1967), la limite des neiges permanentes se situait, en Cappadoce aux

alentours de 2800-2900 m. Avec des sommets aux altitudes supérieures à 2000 m, les massifs environnant les plaines de Derinkuyu ou de Çiftlik, dont le Göllüdağ lui-même, devaient recevoir une couverture neigeuse saisonnière. La fonte estivale de celle-ci pourrait expliquer l'édification des cônes alluviaux qui bordent le Göllüdağ au nord et à l'est, et le caractère spasmodique des écoulements observé au site 32.

La transition Pléistocène-Holocène (13000 – 11000 cal. BP) offre également les conditions climatiques susceptibles de rendre compte d'une phase d'érosion capable d'aboutir au dépôt des alluvions des sites 32 et 33. Jusque vers 10000 cal. BP, la couverture forestière progresse lentement et les sols sont encore peu couverts. La végétation encore steppique expliquerait la vulnérabilité des formations pyroclastiques qui couvrent les versants à l'érosion impulsée par l'augmentation des précipitations.

9.3 – Le « Dere 3 » de Kaletepe : ancienneté de l'exploitation des laves du Göllüdağ par l'homme préhistorique

La fouille archéologique du « Dere 3 » (site 13, fig. 5.2) présente du matériel paléolithique interstratifié avec des téphras et des formations détritiques (Slimak, 2003a et 2003b). Elle offre la possibilité d'interpréter plus en détail les formations qui nappent les versants, d'insister sur l'occupation précoce du massif par l'homme (Paléolithique inférieur et moyen), et de montrer l'intérêt de la téphrochronologie pour la datation des sites d'occupation humaine. Si, l'activité volcanique s'est arrêtée dans le Göllüdağ vers 400 Ka, elle a, en revanche, perduré jusqu'au Pléistocène supérieur et l'Holocène dans d'autres secteurs de Cappadoce notamment dans le Hasandağ et autour d'Acıgöl. Cette évolution diachronique explique que les pyroclastites du Hasandağ ou d'Acıgöl ont partiellement recouvert les versants du Göllüdağ où elles sont interstratifiées avec les formations détritiques issues de l'érosion du massif (par exemple aux sites 12, 13, 14 ou 25).

9.3.1 – Le contexte morphologique de la fouille du « Dere 3 »

Le « Dere 3 » est un vallon qui incise le versant oriental du Kabak Tepe, à environ 1600 m d'altitude et qui domine le site néolithique de Kaletepe (Kömürcü). Drainé par un oued à écoulement spasmodique, ce vallon est profond de plus d'une dizaine de mètres, alors que le talweg n'est large que d'un à deux mètres. D'amont en aval, il incise les pyroclastites du « Kabak Tepe terminal » puis les obsidiennes et les rhyolites du « paléo-Kabak Tepe ».

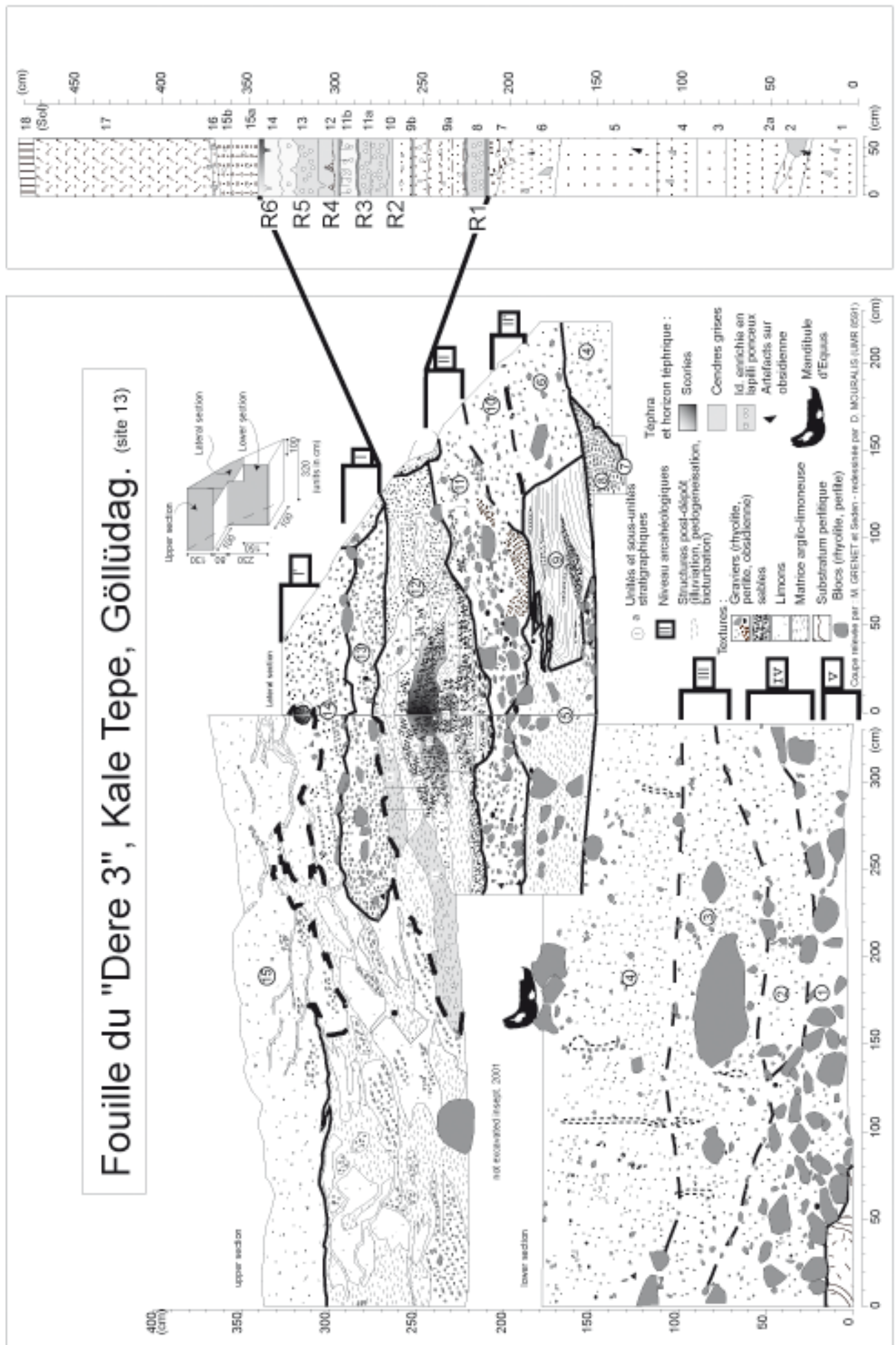


Fig. 9.5A - Fouille de septembre 2001 (en aval)

Fig. 9.5B - Log dégagé en sept. 2000 (en aval)

La fouille du « Dere 3 » (site 13) cumule sept niveaux archéologiques couvrant le Paléolithique inférieur et moyen interstratifiés avec des formations de versants et des téphras distaux (fig. 9.5A, 9.5B et 9.6).

Reposant sur un substrat rhyolitique associé à l'intrusion d'obsidienne du « paléo-Kabak Tepe » datée de $1,1 \pm 0,02$ Ma (DAM-129), les unités colluviales inférieures (1 à 5) remanient des blocs de rhyolite, de perlite et d'obsidienne pris dans une matrice limono-sableuse essentiellement composée de verres volcaniques altérés. Les niveaux archéologiques V et IV sont situés respectivement sous et dans l'unité sédimentaire 1. Cette dernière comprend des blocs dont le grand axe atteint 50 cm et a été mise en place par des processus gravitaires responsables d'éboulis recouvrant un paléoversant aujourd'hui en partie exhumé en rive droite du *dere*. Les unités suivantes (2 à 5) comprennent moins de blocs, et ceux-ci sont de taille inférieure aux précédents. Elles ont été mises en place par des processus de type solifluxion. L'unité 3 contient le niveau archéologique III.

Les formations sédimentaires 7 à 9 colmatent un chenal, et sont composées de sables grossiers et de graviers aux structures caractéristiques de dépôts alluviaux (lentilles, structures entrecroisées). Les niveaux archéologiques II' et II reposent sur cet ensemble.

La formation 12 comprend des lentilles argilo-limono-sableuses dont la base correspond à un paléosol (12a). Les lentilles supérieures contiennent une abondante matrice limoneuse, parfois argileuse, remaniant des gravillons de ponce, de rhyolite et d'obsidienne. Vers l'amont, ces lentilles passent à des téphras *in situ* (R1 à R6, fig. 9.6). Les unités supérieures incorporent des grains noirs scoriacée provenant de la bioturbation (terriers) de la retombée supérieure (R6).

Les niveaux archéologiques I et I' reposent sur cet ensemble lenticulaire et sont recouverts par l'unité 14 composée de sables moyens à fins (ponce, rhyolite et obsidienne). Le sommet de la coupe est formé de colluvions limono-sableuses brun clair comprenant des grains de ponce (unité 15).

A la base de la stratigraphie (unités 2 à 6), le drainage semble localement être perpendiculaire à la coupe. En revanche, les unités 7 à 11 montrent un drainage orienté vers l'ouest, c'est à dire inverse à la direction actuelle. Puis, les unités supérieures indiquent un nouveau changement dans la direction des écoulements et du ruissellement, orienté vers l'est, dans la direction actuelle. Ces variations locales s'expliquent très probablement par les méandres décrits par le chenal. En outre, le dépôt des pyroclastites (unité 12) dont l'épaisseur totale dépasse 1 m dans la partie la plus dilatée, à l'amont (cf. fig. 9.5B et 9.6), explique peut

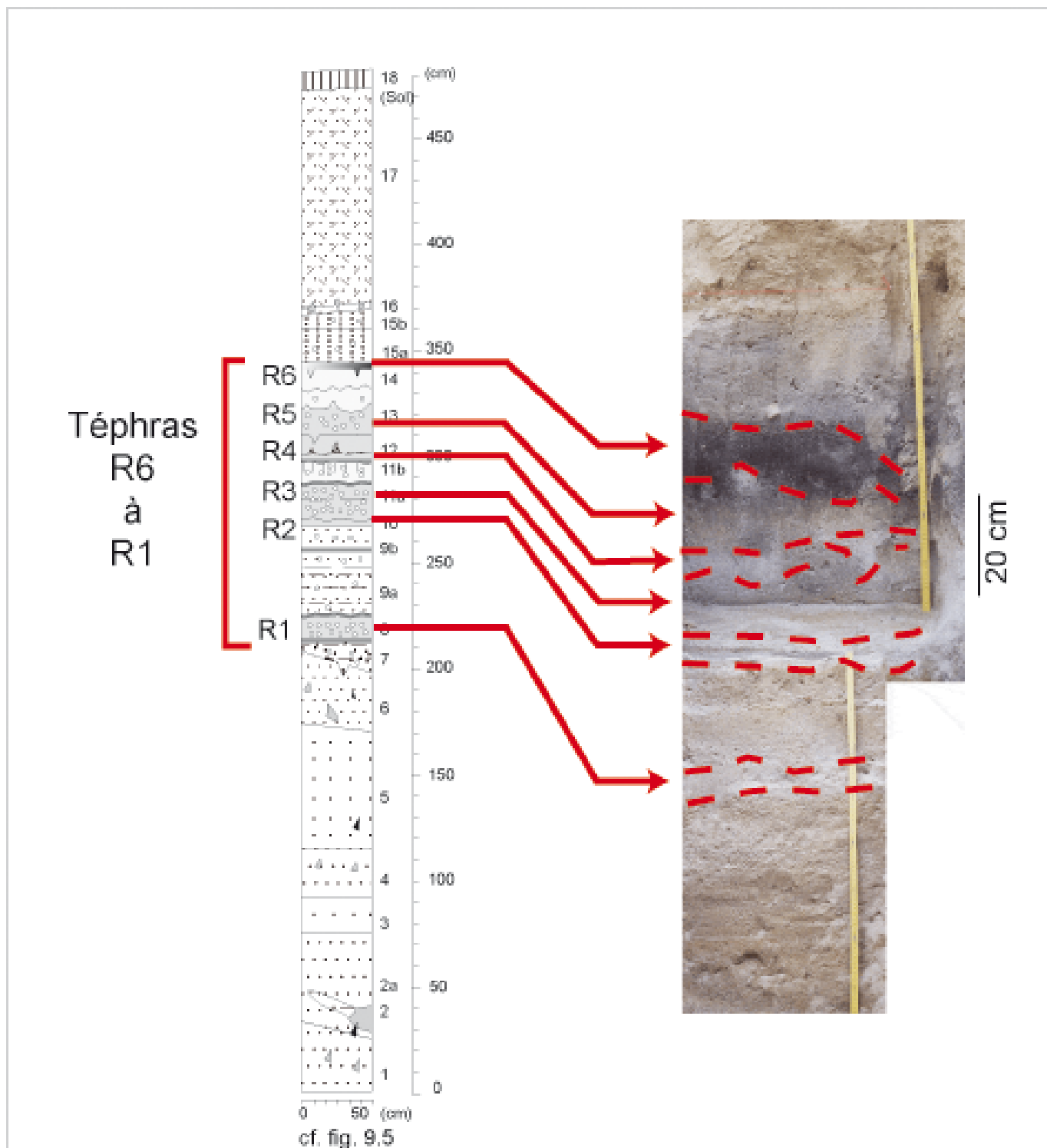


Fig. 9.6 - Les téphras interstratifiés dans le "Dere 3".
Log dégagé en septembre 2003, 5 mètres en amont de la fouille
(cf. fig. 9.3)

être la dernière variation dans la direction du drainage. Le site, vieux d'environ 1 Ma, a livré une petite série de lithiques (Güleç, 1999). D'autres sites sont situés sur le littoral méditerranéen, comme celui de Karain, rapporté au Paléolithique moyen et supérieur (Otte *et al.*, 1998), ou de la mer de Marmara comme le site Yarımburgaz en Thrace dont les artefacts sont associés à un outillage de type « galets aménagés », et dont l'occupation daterait de la seconde moitié du Pléistocène moyen (Blackwell *et al.*, 1990 ; Kuhn, Arsebük & Howell, 1996 ; Stiner, Arsebük & Howell, 1996). Le niveau V du « Dere 3 » de Kaletepe fournit le premier niveau à biface reconnu en Turquie, et par conséquent, la première occurrence d'un Acheuléen en stratigraphie (Slimak *et al.*, 2003a ; 2003b).

Dans l'ensemble de la fouille du « Dere 3 », plus de 1100 artefacts ont été relevés. Notre présentation des différents niveaux archéologiques s'appuie sur les publications de Slimak *et al.* (2003a ; 2003b) auxquelles nous avons participé.

Le niveau inférieur (V) comprend 56 artefacts dont la matière première principale est le basalte. Des éclats et un biface en obsidienne y sont également présents. Le niveau IV est constitué de 390 artefacts. Les matières premières employées sont, ici, préférentiellement des rhyolites, andésites et basaltes. Ces roches sont essentiellement employées dans la confection d'un outillage massif, bien que quelques artefacts puissent être rapprochés d'un débitage Levallois.

Le niveau III comprend 105 artefacts d'obsidienne. L'essentiel du débitage signale la production de supports massifs, ainsi que de quelques racloirs. A partir de ce niveau, l'obsidienne devient la matière première exclusive.

Le niveau II constitue une des occupations les plus importantes de la séquence avec 469 artefacts lithiques. Ce niveau est caractérisé par la présence de plusieurs schémas opératoires : unipolaire, produisant des supports allongés, Levallois linéal et laminaire. Au sein de ce niveau, une hémi-mandibule droite d'équidé a été mise au jour. Ce fossile possède l'ensemble de sa rangée dentaire en connexion. Avec une molaire supérieure droite d'un jeune équidé, probablement immature, la faiblesse de cet effectif paléontologique ne permet donc d'appréhender la part attribuable à l'homme dans la présence de ces vestiges.

Les niveaux supérieurs (niveaux I' et I) n'ont livré que quelques dizaines d'artefacts attribuables au Paléolithique moyen sans plus de précision.

9.3.2 – Le cadre téphrochronologique

Six téphras sont présents entre les niveaux I et II. Ces retombées sont dilatées en direction de l'amont où leur épaisseur totale est proche de 1,5 m (fig. 9.5B). En revanche, dans la coupe

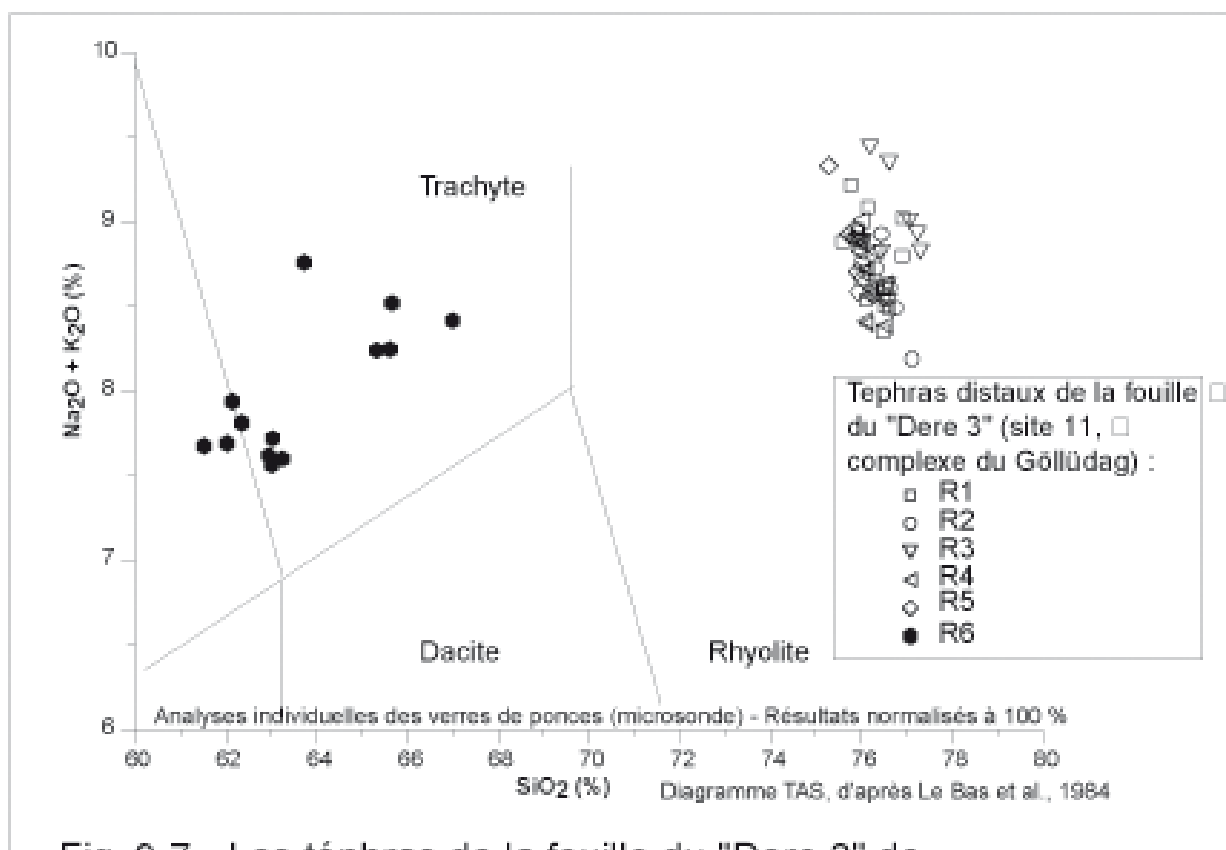


Fig. 9-7 - Les téphras de la fouille du "Dere 3" de Kaletpe (Göllüdag, site 11)

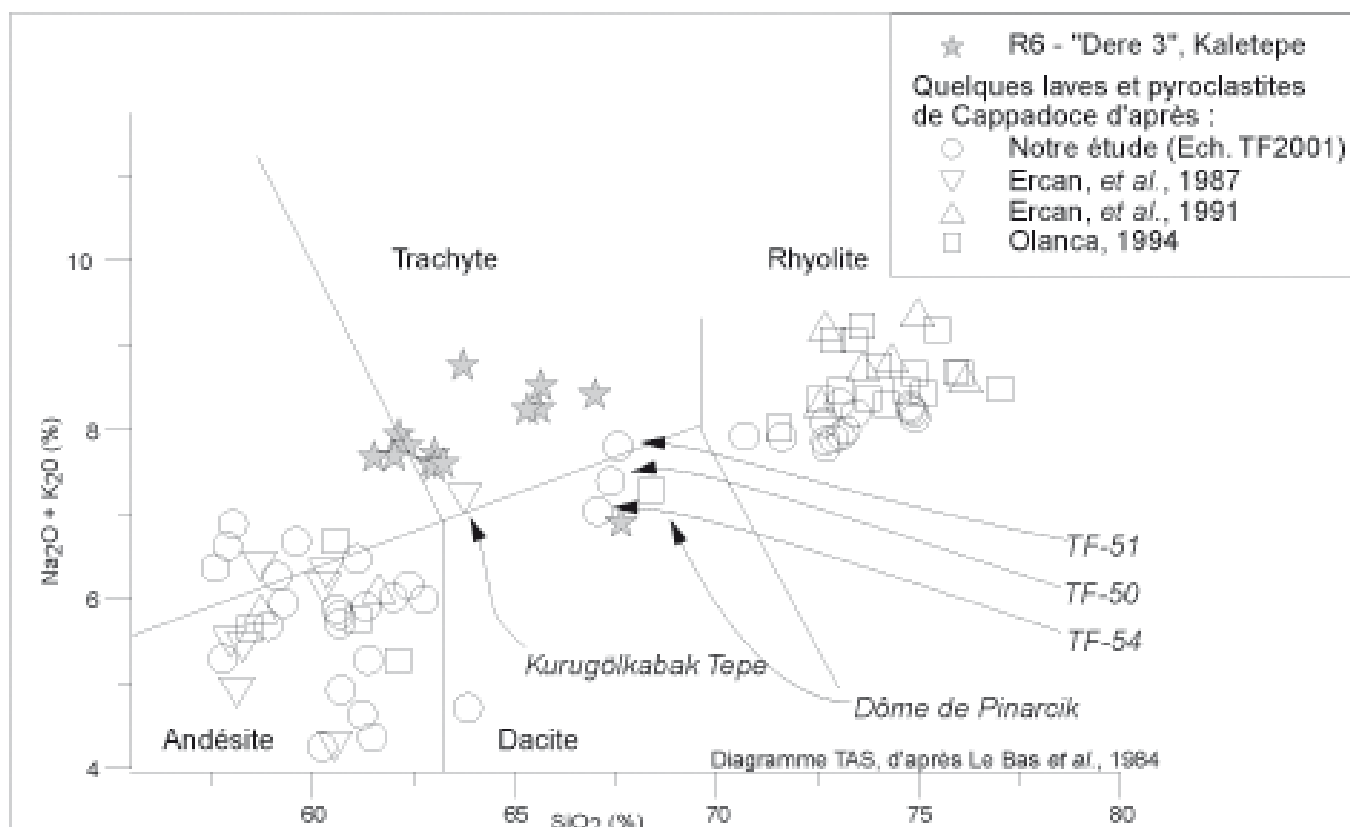


Fig. 9.8 - Géochimie du téphra R6 interstratifié dans la fouille du "Dere 3" de Kaletpe (Göllüdag) comparée à celle de quelques laves de Cappadoce.

de la fouille du « Dere 3 » elle-même, ces retombées sont remaniées (fig. 9.5A) et disparaissent progressivement en direction de l'aval.

L'analyse de ces téphras nous a permis de proposer un cadre chronologique à la séquence du « Dere 3 » (Slimak *et al.*, 2003a et 2003b). Le tableau 9.3 et la figure 9.7 donnent les résultats des analyses géochimiques des 6 téphras. Le téphra supérieur (R6) est de couleur sombre, cendreuse, comprenant des grains scoriacés et présente une composition trachytique ($\text{SiO}_2 = 63,9 \%$ et $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,9 \%$, cf. annexe 4). Les cinq téphras inférieurs (R1 à R5) sont essentiellement formés de cendres admettant de rares lapilli ponceux et ont une composition rhyolitique (SiO_2 compris entre 75,8 à 76,5 et $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ entre 8,6 et 8,9 %, cf. annexe 4).

9.3.2.1 – Origine des téphras rhyolitiques (R1 à R5)

Afin de localiser l'origine des téphras rhyolitiques (R1 à R5), nous avons comparé les résultats des analyses chimiques réalisées sur leur fraction vitreuse, avec notre base de données, et nous avons utilisé l'analyse des fonctions discriminantes pour les classer. Ces traitements montrent la grande proximité entre les téphras du Dere 3 et ceux provenant de l'activité syn-caldeira d'Acigöl (fig. 9.9). Cette attribution est confirmée par l'analyse des fonctions discriminantes (tabl. 9.3).

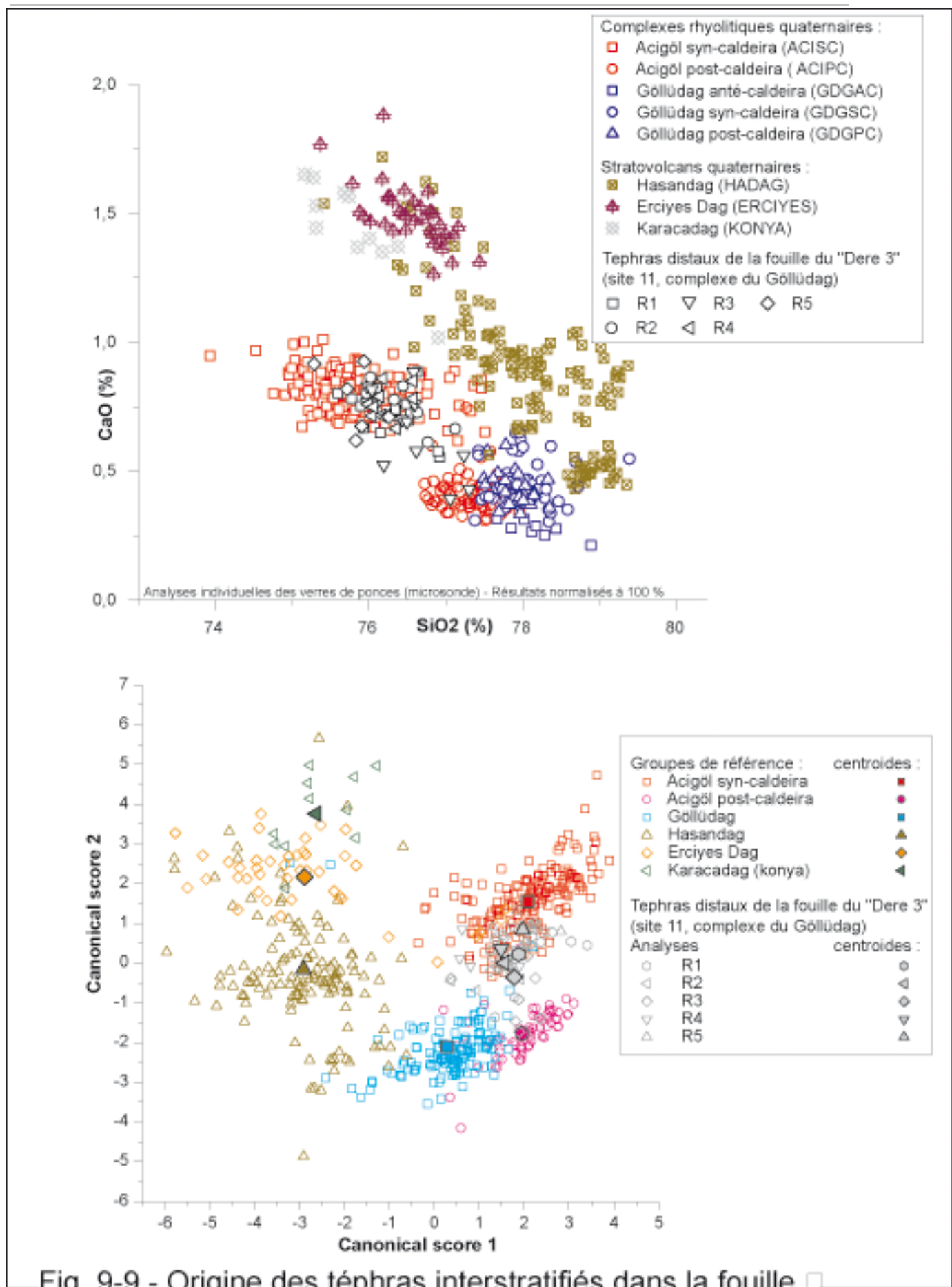
La chronologie du fonctionnement du complexe d'Acigöl est maintenant relativement bien connue grâce aux nouvelles datations K/Ar que nous publions ici : la phase syn-caldeira correspond à la période comprise entre $160 \pm 3 \text{ Ka}$ (DAM124) et $154 \pm 4 \text{ ka}$ (CKUZ/DM-02).

L'âge de 160~150 Ka des pyroclastites syn-caldeira peut donc être attribué aux téphras R1 à R5 de la coupe du Dere 3. Cette datation est tout à fait cohérente avec les caractéristiques technologiques des artefacts des niveaux archéologiques II et I, respectivement antérieur et postérieur à ces téphras.

9.3.2.2 – Origine du téphra supérieur (R6)

Pour identifier l'origine de R6, nous avons comparé les analyses géochimiques des verres de cette retombée aux résultats obtenus par la méthode XRF sur des échantillons de laves et de pyroclastites (série TF) ainsi qu'à ceux publiés par Ercan, Yildirim & Akbaşlı (1987), Ercan *et al.* (1991) et Olanca (1994). La validité de cette comparaison est délicate puisque les analyses XRF portent sur la « roche totale » alors que les résultats de R6 proviennent d'analyses à la microsonde grains à grains de la fraction vitreuse.

La figure 9.8 montre que la plupart des laves et pyroclastites analysées appartiennent à



En haut : Digramme SiO₂/CaO représentant les téphras distaux R1 à R5 et les groupes de référence.
 En bas : Représentation des deux premiers axes de l'analyse des fonctions discriminantes.

**Tabl. 9.3 - Les téphras rhyolitique
retrouvés dans la fouille du "Dere 3" de Kaletpe
(Göllüdag, site 11)**

Tableau 9.3-A : Moyennes et écart types

		Na2O	MgO	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	SiO2	Al2O3	TOTAL
R1	17	3.88 (0.23)	0.05 (0.03)	4.50 (0.15)	0.70 (0.07)	0.09 (0.06)	0.86 (0.17)	0.06 (0.05)	72.99 (1.78)	12.60 (0.39)	95.73 (2.14)
R2	7	3.68 (0.14)	0.06 (0.03)	4.54 (0.14)	0.72 (0.08)	0.05 (0.03)	0.92 (0.11)	0.05 (0.05)	72.75 (0.49)	12.38 (0.11)	95.15 (0.39)
R3	12	3.87 (0.25)	0.06 (0.03)	4.78 (0.47)	0.64 (0.14)	0.07 (0.04)	0.81 (0.19)	0.03 (0.04)	74.43 (2.15)	12.54 (0.30)	97.22 (2.52)
R4	10	3.71 (0.21)	0.08 (0.04)	4.49 (0.17)	0.72 (0.06)	0.08 (0.04)	0.92 (0.09)	0.04 (0.03)	72.14 (0.33)	12.45 (0.13)	94.64 (0.47)
R5	6	3.78 (0.14)	0.07 (0.02)	4.54 (0.27)	0.73 (0.11)	0.11 (0.04)	0.97 (0.05)	0.05 (0.04)	71.37 (0.51)	12.51 (0.17)	94.14 (0.86)

Note : moyenne sur la première ligne, et écart type entre parenthèses

**Tableau 9.3-B : Distance de Mahalanobis (D^2) et probabilité que les échantillons
soient classés dans chacun des groupes de référence**

Moyenne des échantillons distaux du "Dere3" de Kaletpe

	ACISC	ACIPC	GDG	HADAG	ERCIYES	KONYA
	1	2	4	6	7	8
MR1	4.9 (0.69)	6.7 (0.29)	11.6 (0.02)	27.5 (0.00)	30.9 (0.00)	40.1 #####
MR2	4.2 (0.64)	6.3 (0.22)	7.1 (0.15)	22.3 (0.00)	25.2 (0.00)	35.4 #####
MR3	5.0 (0.62)	6.5 (0.29)	8.6 (0.10)	24.8 (0.00)	31.3 (0.00)	41.4 #####
MR4	3.1 (0.86)	7.9 (0.08)	8.4 (0.06)	21.5 (0.00)	24.4 (0.00)	30.9 #####
MR5	2.2 (0.99)	11.9 (0.01)	12.6 (0.01)	27.4 (0.00)	28.5 (0.00)	34.0 #####

Notes :

Distance (D^2) de chacune des moyenne des échantillons du "Dere3" de Kaletpe à chacun des groupes de références
Entre parenthèse : probabilité que chacune des moyennes soit classée dans chacun des groupes de référence.

**Tableau 9.3-C : Matrice de classification,
réalisée par l'analyse des fonctions discriminantes**

	ACISC	ACIPC	GDG	HADAG	ERCIYES	KONYAK	Total
	1	2	4	6	7	8	
Total	37	11	4	0	0	0	52
(%)	(71.15)	(21.15)	(7.69)	-	-	-	
R1	13	4	0	0	0	0	17
(%)	(76.47)	(23.53)	(0.00)	-	-	-	
R2	4	1	2	0	0	0	7
(%)	(57.14)	(14.29)	(28.57)	-	-	-	
R3	7	4	1	0	0	0	12
(%)	(58.33)	(33.33)	-	-	-	-	
R4	7	2	1	0	0	0	10
(%)	(70.00)	(20.00)	(10.00)	-	-	-	
R5	6	0	0	0	0	0	6
(%)	(100.00)	-	-	-	-	-	

Note :

Valeur absolue sur la première ligne ; % entre parenthèses, sur la seconde ligne

deux pôles : rhyolitique d'une part et basaltique à andésitique d'autre part. Parmi ces échantillons, seuls cinq présentent des résultats trachytiques à dacitiques proches de R6. Il s'agit de :

- i) trois échantillons que nous avons prélevés à l'ouest du complexe du Göllüdağ (TF-50, 51 et 54) ;
- ii) un échantillon provenant du « Kurugölkabak Tepe » situé sur le versant sud-ouest de l'Erdaş Dağ, à environ 20 km au nord du Göllüdağ (Ercan *et al.*, 1987) ;
- iii) et un échantillon provenant du « dôme de Pınarcık » situé au nord-ouest du Göllüdağ (Olanca, 1994).

Ces différentes attributions posent toutes des difficultés :

- i) Les échantillons de la série TF que nous avons analysés et sont trop anciens pour correspondre à R6. En effet, TF-51 est une lave datée de $6,2 \pm 0,09$ Ma (DMO/TF51), située au nord de Bozköy. TF-54 est une lave datée de $1,7 \pm 0,03$ Ma (DMO/TF54), prélevée au sud-ouest du village de Pınarcık et provenant d'un écoulement antérieur au complexe du Göllüdağ. TF-50 est une lave plio-quadernaire provenant du Şahinkalesi Tepe, prélevée immédiatement à l'ouest de Bozköy.
- ii) D'après nos analyses XRF (série TF), le Kurugölkabak Tepe est un cône strombolien dont les produits sont basaltiques (échantillon TF-128). En revanche, l'Erdaş Dağ lui-même présente un chimisme plus différencié (Olanca, 1994) et il est possible que l'échantillon attribué par Ercan *et al.* (1987) au Kurugölkabak Tepe provienne en fait de l'Erdaş Dağ.
- ii) Olanca (1994) n'indique pas précisément la localisation de l'échantillon provenant du « dôme de Pınarcık » : s'agit-il du Yapraklı Tepe, situé immédiatement au sud du village et qui est l'un des 10 dômes rhyolitiques post-caldeira (fig. 5.1 et 5.2) ? ou provient-il d'un autre édifice ? D'après nos résultats, le complexe du Göllüdağ a été actif entre $1,3 \pm 0,1$ et $0,444 \pm 0,007$ Ma. Il est donc exclu que R6 provienne d'un des dômes post-caldeira du complexe du Göllüdağ.

Finalement, le problème de l'origine du téphra R6 reste entier. Il est tout à fait probable que ce téphra provienne d'un des nombreux édifices de la plaine de Derinkuyu (fig. 9.4). En effet, certains volcans de ce secteur ont livré des âges K/Ar cohérents avec l'attribution des téphras R1 à R6 à l'activité syn-caldeira d'Acıgöl, et avec les caractéristiques technologiques du matériel archéologique.

Conclusion du chapitre 9 : Erosion et accumulation au Pléistocène supérieur

Dès l'arrêt de l'activité volcanique, les processus d'érosion *s.l.* entrent en jeu, produisant et exportant les débris. Dans le complexe d'Acıgöl, nous avons pu identifier deux phases successives. Dans un premier temps, après le dépôt des pyroclastites syn-caldeira, l'érosion est responsable de la mise en place de glacis qui fossilisent les bas de versant de l'Erdaş Dağ et du Kumtepe qui limitent la caldeira. Dans un deuxième temps, entre ~33 et ~20 Ka, ces glacis sont démantelés par l'incision linéaire. Au cours de cette deuxième phase, nous avons calculé des taux moyens d'ablation proches de 0,6 mm/an. Ceux-ci semblent un peu surestimés au regard du contexte relativement sec du dernier Pléniglaciaire en Anatolie.

Les cônes alluviaux situés au contact du massif du Göllüdağ et de la plaine de Derinkuyu renferment du matériel archéologique remanié, rapporté au Paléolithique moyen et supérieur. L'absence de matériel néolithique dans ces cônes alluviaux, suggère que l'importante phase d'érosion à l'origine de l'édification de ces cônes se soit produite au cours du Paléolithique supérieur, avant le début de l'Holocène.

D'après les données paléoenvironnementales (carottes lacustres, palynologie, etc.), deux périodes pourraient être propices à une telle érosion. La première se situe au Pléniglaciaire, pendant la phase de haut niveau des lacs centre-anatoliens (~23-18000 cal. BP). Pendant cette période, la fonte saisonnière des neiges sur les sommets les plus élevés pourrait être à l'origine des apports hydriques et de l'érosion consécutive des sols mal protégés par une steppe à *Artemisia* et *Chenopodiaceae*. La deuxième période se situe à la transition Pléistocène-Holocène (~12000-10000 cal. BP), lorsque les précipitations et la fonte des neiges augmentent, et que la couverture arborée encore très clairsemée protège mal les sols.

L'arrêt du volcanisme n'étant pas synchrone dans toute la Cappadoce, des téphras distaux sont interstratifiés avec les formations détritiques issus de l'érosion des versants des volcans. Dans le Göllüdağ, des téphras provenant du Hasandağ et d'Acıgöl peuvent servir de jalons chronologiques pour les reconstitutions paléoenvironnementales ou pour l'étude des occupations humaines.

Ces processus d'érosion et d'accumulation de matériel détritique et de téphras distaux se réalisent dans un contexte d'anthropisation croissante des milieux, favorisée par l'abondance de l'obsidienne, utilisée comme matière première pour la production d'outils taillés. Si la néolithisation de la Cappadoce est de mieux en mieux connue, les études sur le Paléolithique de la région sont récentes et encore rares. L'interstratification de téphras avec des produits alluviaux ou colluviaux et des niveaux préhistoriques *in situ* permet de préciser le cadre

environnemental et chronologique de ces occupations. Les phases d'érosion et d'accumulation que nous avons mises en évidence dans la caldeira d'Acıgöl et sur le pourtour du massif du Göllüdağ permettent de préciser l'environnement de l'homme préhistorique. En outre, pour la fouille du « Dere 3 » qui constitue un site essentiel dans la compréhension du Paléolithique inférieur et moyen d'Anatolie centrale, les téphras syn-caldeira du complexe d'Acıgöl permettent seuls de proposer une fourchette d'âge. Les deux niveaux supérieurs (I et I') sont postérieurs à 160~150 ka ; alors que les 5 niveaux inférieurs sont antérieurs à cette fourchette.

Conclusion de la troisième partie

Les pyroclastites rapportées aux phases anté-caldeira des complexes volcaniques du Göllüdağ et d'Acıgöl sont peu épaisses et de faibles extensions. Dans les deux secteurs, cette dernière phase d'activité des complexes a eu de faibles impacts sur les paysages et les environnements. A l'inverse, l'activité syn-caldeira est responsable à la fois du remblaiement et de la destruction partielle des formes antérieures héritées du volcanisme tertiaire et plio-quaternaire. En particulier, les coulées à cendres et lapilli ponceux du Göllüdağ (TG-3 et TG-7) ont fossilisé le réseau hydrographique localisé entre le Şahinkalesi Tepe et le massif du Göllüdağ. Les coulées pyroclastiques du complexe d'Acıgöl (TG-4) s'étendent au nord et à l'est de la caldeira et ont été canalisées par un réseau hydrographique préfigurant celui de la Kızılırmak. De plus, les caldeiras du Göllüdağ et d'Acıgöl ont détruit une partie des anciens stratovolcans néogènes (respectivement Melendizdağ et Erdaş Dağ).

Dans chacun des deux complexes, l'activité post-caldeira est à l'origine de l'extrusion de dômes rhyolitiques et de la mise en place des pyroclastites et des intrusions d'obsidienne associées. Dans le Göllüdağ, la coalescence et l'emboîtement de plusieurs générations de dômes et de leurs pyroclastites sont responsables de l'édification d'un véritable « stratovolcan rhyolitique ».

Trois indicateurs nous ont permis de préciser les impacts de ces deux phases sur les environnements et les paysages : i) l'extension spatiale et le volume des pyroclastites et des laves ; ii) la durée de l'activité volcanique ; iii) les vitesses d'émission du magma, sous forme de pyroclastites ou de laves. L'examen de ces trois indicateurs montre que les phases syn-caldeira, particulièrement brutales, sont responsables de changements majeurs des environnements de Cappadoce. Au contraire, les phases post-caldeira sont beaucoup étalées dans le temps, avec des impacts environnementaux moindres.

Nous avons estimé l'extension spatiale des pyroclastites syn-caldeira du Göllüdağ à plus de 720 km² et celles d'Acıgöl à plus de 1100 km². Au contraire les produits pyroclastiques post-caldeira ont une extension inférieure à quelques dizaines de kilomètres carrés. En outre, dans le complexe d'Acıgöl, le volume de magma émis lors de la phase syn-caldeira est six à sept fois plus important que lors de la phase post-caldeira (~6,9 km³ contre moins de 1 km³). Cependant, dans le complexe du Göllüdağ, le volume de magma impliqué dans la phase syn-caldeira est légèrement inférieur à celui impliqué dans la phase post-caldeira qui voit l'édification du « stratovolcan rhyolitique » (~5,4 km³ contre ~6,6 km³).

Dans le complexe du Göllüdağ, comme dans celui d'Acıgöl, l'absence de formations de remaniement interstratifiées avec les pyroclastites syn-caldeira indique la rapidité et la brutalité de cette phase. Au contraire, l'activité post-caldeira est beaucoup plus étalée dans le temps : dans le complexe volcanique du Göllüdağ, elle dure plus de 500 000 ans et dans celui d'Acıgöl, près de 70 000 ans. Parallèlement, les vitesses d'émission du magma sont beaucoup plus rapides lors de la phase syn-caldeira que pendant la phase post-caldeira. S'il n'est pas possible de mesurer les vitesses des phases syn-caldeira qui sont quasi instantanées, les taux moyens d'extrusion rhyolitique des phases post-caldeira du Göllüdağ et d'Acıgöl sont proches de $0,001 \text{ km}^3/1000 \text{ ans}$.

L'identification de niveaux-repères nous a permis de préciser l'évolution post-volcanique. Celle-ci associe l'ablation d'une partie des pyroclastites des versants des volcans et l'accumulation des produits remaniés dans les dépressions. Dans le Göllüdağ, une phase d'érosion majeure, dont l'âge n'a pu être précisé, est responsable de l'édification de cônes alluviaux sur les marges du massif. Dans le complexe d'Acıgöl, après l'éruption syn-caldeira (~160 Ka), nous avons identifié une phase d'accumulation dans le fond de la caldeira et sur les bas de versants qui dure jusque vers 32 Ka suivie d'une phase d'incision interrompue vers 15 à 20 Ka.

Cette deuxième phase d'érosion (~32 à 15-20 Ka) pourrait être synchrone de celle repérée dans le massif du Göllüdağ. La fourchette chronologique correspond partiellement à la période de hauts niveaux des lacs centre-anatoliens (23-18 Ka). Ainsi, l'incision dans le secteur de la caldeira d'Acıgöl, et sur les versants du Göllüdağ pourraient témoigner d'un même événement d'ampleur régionale. Dans le contexte relativement sec du Pléniglaciaire, seul une période d'importante fonte estivale des neiges est susceptible d'expliquer les apports hydriques nécessaires à la fois à la mise en eau des dépressions lacustres centre-anatoliennes et à l'érosion repérée en Cappadoce.

Conclusion générale

Les complexes rhyolitiques constituent l'une des formes du volcanisme quaternaire de Cappadoce. Ces complexes ont fonctionné en trois phases anté-, syn- et post-caldeira, aux impacts inégaux sur les morphologies et les environnements. L'étude minéralogique et géochimique des pyroclastites nous a permis d'établir un cadre téphrostratigraphique largement nouveau dont la chronologie est assurée par 22 nouvelles dates radiométriques (K/Ar et Ar/Ar). La phase post-caldeira est caractérisée par l'extrusion de dômes rhyolitiques, associés à des pyroclastites et à des intrusions d'obsidienne. L'étude détaillée de ces appareils permet de définir un modèle original d'extrusion rhyolitique. En outre, l'abondance de l'obsidienne est à l'origine d'une fréquentation de la région par les hommes préhistoriques dès le Paléolithique et le Néolithique. La téphrostratigraphie que nous avons établie permet de dater certaines de ces occupations archéologiques.

Une téphrostratigraphie régionale

Dans le Göllüdağ, les produits de l'activité initiale sont remaniés par des dépôts fluvio-lacustres visibles à l'est du complexe. **L'effondrement de la caldeira** s'accompagne de **la mise en place de deux coulées pyroclastiques majeures** (TG-3 et TG-6) qui ont remblayé les vallées plio-quaternaires ainsi que le fond de la caldeira. Les déferlantes (TG-5) associées à cette activité ont livré un âge Ar/Ar de **$1,39 \pm 0,01$ Ma**. Lors d'une phase postérieure, douze dômes sont extrudés. Leur coalescence et leur recoupement forment un véritable massif, culminant au Büyük Göllüdağ à 2172 m. Chacun de ces édifices associe des pyroclastites, des intrusions annulaires et une extrusion rhyolitique. **Ces édifices ont été mis en place entre $1,1 \pm 0,02$ et $0,855 \pm 0,013$ Ma**, à l'exception du Küçük Göllüdağ dont l'âge K/Ar est de $0,444 \pm 0,007$ Ma. Après l'arrêt de l'activité volcanique, le complexe est partiellement recouvert par des produits provenant d'autres volcans actifs de Cappadoce : le Hasandağ et le complexe d'Acıgöl.

Le **complexe d'Acıgöl** apparaît comme une dépression, dominée par le massif de l'Erdaş Dağ au sud, les collines de Göbekli Tepe à l'ouest, et de Kumtepe à l'est. L'activité syn-caldeira débute par une retombée plinienne (TA-3) suivie de trois coulées à cendres et lapilli ponceux (TA-4) puis d'une alternance de coulées pyroclastiques, de retombées pliniennes et de déferlantes (TA-5, TA-6 et TA-7). **Les écoulements pyroclastiques s'étendent en direction du nord et de l'est où ils ont été canalisés par un réseau hydrographique préfigurant celui de la Kızılırmak**. Ces formations sont **antérieures à l'obsidienne**

intrusive de l'Asmadağ Tepe, datée de 160 ± 3 Ka. Une seconde série de pyroclastites est composée de retombées pliniennes et de déferlantes (TA-8 à TA-12) interstratifiées avec des scories basaltiques datées de 110 Ka. L'activité post-caldeira voit **l'extrusion de dômes rhyolitiques dont les âges s'étendent du Pléistocène supérieur au début de l'Holocène** : l'intrusion annulaire du Kocadağ a été datée de 93 ± 2 Ka et les produits terminaux du Korudağ interstratifiés dans la séquence lacustre du maar d'Eski Acıgöl sont datés par ^{14}C d'environ 8000 cal. BP.

Outre la stratigraphie de chacun des deux complexes, l'identification dans le massif du Göllüdağ de téphras distaux provenant du Hasandağ et du secteur d'Acıgöl, permet d'établir **une téphrostratigraphie régionale**. Les produits du Hasandağ ont été retrouvés à l'ouest du Göllüdağ dans les formations fluvio-lacustres contemporaines de l'activité anté-caldeira (datée de $1,71 \pm 0,03$ à $1,39 \pm 0,01$ Ma). D'autres téphras du Hasandağ fossilisent les dômes post-caldeira du massif du Göllüdağ et sont donc postérieurs à $0,444 \pm 0,007$ Ma. De même, les pyroclastites syn-caldeira d'Acıgöl fossilisent les formations détritiques issues de l'érosion des dômes post-caldeira du Göllüdağ et ont été datées d'environ 160 Ka.

Fonctionnement des complexes volcaniques et impacts environnementaux

Trois indicateurs nous ont permis de préciser les impacts de l'activité des complexes volcaniques quaternaires sur les environnements et les paysages : i) **l'extension spatiale et le volume** des pyroclastites et des laves ; ii) la **durée de l'activité** volcanique ; et iii) les **vitesses d'émission** du magma, sous forme de pyroclastites ou de laves. Ces trois indicateurs montrent que les phases syn-caldeira, particulièrement brutales, sont responsables de changements majeurs des environnements de Cappadoce. Au contraire, les phases post-caldeira sont plus étalées dans le temps, avec des impacts moindres.

Dans les deux complexes, **les coulées à cendres et lapilli ponceux des phases syn-caldeira, remblayent et fossilisent les vallées, alors que l'effondrement des caldeiras centrales détruit les morphologies antérieures**. Le volume de magma émis est estimé à près de 6 km^3 dans chacun des complexes. L'absence de formation détritique et de paléosol interstratifiés dans les pyroclastites syn-caldeira illustre **la rapidité du processus**. Seuls les téphras basaltiques interstratifiés au sommet de l'accumulation syn-caldeira du complexe d'Acıgöl, accompagnent un ralentissement de l'émission des pyroclastites rhyolitiques.

L'extrusion de dômes rhyolitiques dans et sur le pourtour des caldeiras caractérise la phase post-caldeira. Ces dômes sont le plus souvent associés à une activité pyroclastique et à des intrusions d'obsidienne. Dans le massif du Göllüdağ, cette phase est responsable de

l'émission d'une quantité de magma comparable à celle de l'activité antérieure (~6 km³). Cependant **la durée d'activité de cette phase est beaucoup plus longue**. Si la phase syn-caldeira est quasiment instantanée, l'activité post-caldeira se poursuit sur près de 700 000 ans. Comparée à celle du Göllüdağ, la phase post-caldeira du complexe d'Acıgöl implique un volume de magma bien moindre (< 1 km³) et une activité moins étalée dans le temps (< 90 000 ans). Dans les deux complexes, les « taux d'extrusion moyens » de rhyolite, calculés à partir du volume des dômes, sont comparables, de l'ordre de 0,01 km³/1000 ans.

L'étude du massif du Göllüdağ a permis, pour la première fois, de reconnaître **la caldeira** associée au fonctionnement de ce complexe. L'activité post-caldeira et l'érosion postérieure sont responsables du démantèlement partiel des limites de cette caldeira. Pourtant, de nombreux arguments permettent d'étayer l'existence de cette caldeira. Les coupes situées à l'ouest du complexe montrent des formations fluvio-lacustres basculées à plus de 30°, et témoignent de l'effondrement de la partie centrale du complexe. D'après l'altitude relative des pyroclastites, le rejet de cet effondrement est estimé à 100 mètres environ. De plus, le volume DRE des pyroclastites (5,5 km³) est comparable au volume effondré (6,6 km³).

Dans le complexe d'Acıgöl, les limites de la caldeira sont également discontinues. Au sud et à l'ouest, les versants de l'Erdaş Dağ et des collines du Kumtepe témoignent de l'effondrement de la structure. En revanche, les limites septentrionale et occidentale sont plus incertaines. Là, l'escarpement qui s'inscrivait dans les écoulements à cendres et lapilli ponceux TA-4 a été progressivement oblitéré par les phases de remblaiement et d'incision survenues depuis l'effondrement de la caldeira, au cours du Pléistocène supérieur. L'altitude de la base des pyroclastites indique un effondrement d'une cinquantaine de mètres de hauteur. Le volume DRE des pyroclastites (6 km³) est supérieur au volume effondré (4,3 km³). Cette différence traduit l'incertitude des limites de la caldeira.

Les dômes rhyolitiques post-caldeira

Les dômes rhyolitiques mis en place lors de la phase post-caldeira sont des édifices complexes qui associent généralement **quatre types d'activité volcanique**. Dans le Göllüdağ, comme à Acıgöl, **l'extrusion rhyolitique** est précédée par une **activité phréatomagmatique** et par l'édification d'un anneau de tuf enserrant le maar initial. Dans le Göllüdağ, les dômes du Büyük Göllüdağ et du Kabak Tepe montrent deux phases d'extrusion séparées par une activité phréatomagmatique responsable de la destruction du premier dôme. De plus, les dômes du Kocadağ ou du Boztepe ont été partiellement détruits par une **activité péléenne**. Enfin, des **intrusions d'obsidienne** de forme circulaire sont visibles autour de la plupart des

dômes du Göllüdağ et de certains édifices d'Acıgöl. Ces intrusions annulaires ont utilisé les accidents limitant le diatrème du maar initial.

La mise en évidence de ces dykes annulaires permet, pour la première fois, de proposer une **explication de la distribution des affleurements d'obsidienne et de leur grande variabilité géochimique**. Ce modèle permet une meilleure recherche des sites possibles d'ateliers archéologiques, généralement localisés à proximité immédiate des affleurements de matière première.

Les téphras, des niveaux-repères isochrones

Les téphras forment des niveaux stratigraphiques isochrones qui servent pour les corrélations stratigraphiques et la datation des différentes séquences. L'identification des téphras interstratifiés avec les dépôts détritiques nous a permis de **reconstituer l'évolution morphologique régionale**. Dans le complexe du Göllüdağ, la téphrostratigraphie a permis de proposer **des éléments de datation du site paléolithique du « Dere 3 »**.

Dans le complexe d'Acıgöl, une première phase de remblaiement (~160-30 Ka) est marquée par l'accumulation de matériel alluvial et colluvial sur les bas de versant au sud (Erdaş Dağ) et à l'est (Kumtepe) de la caldeira. Au sud, cette accumulation est responsable de l'édification d'un véritable glacis-cône. Cette phase d'accumulation se déroule entre le dépôt des pyroclastites syn-caldeira (~160 Ka) et le dépôt des scories de l'Obruk Tepe, datées de 32 ± 2 Ka, qui fossilisent le glacis-cône. Une deuxième phase est responsable de l'ablation du matériel détritique et pyroclastique du fond de la caldeira (~30-20 Ka), ainsi que de l'incision de la vallée de l'Acısu Dere qui sert d'exutoire au réseau hydrographique. Cette deuxième phase est antérieure aux déferlantes du Kaleci Tepe (~20 Ka) qui fossilisent les versants de l'Acısu Dere.

Dans le massif du Göllüdağ, une phase d'érosion pléistocène supérieure est également responsable de l'ablation des formations détritiques et pyroclastiques des versants et de l'édification sur le pourtour du massif de cônes alluviaux remaniant des artefacts du Paléolithique moyen et supérieur. D'après les données paléoenvironnementales centre-anatoliennes, deux périodes pourraient être propices à une telle érosion : i) le Pléniglaciaire (~23-18000 BP) ou ii) la transition Pléistocène-Holocène (~12000-10000 cal. BP).

La téphrostratigraphie régionale s'est également avérée efficace pour **dater les sites archéologiques**. Ainsi, la fouille du « Dere 3 » de Kaletepe (Göllüdağ) constitue l'un des rares sites du Paléolithique en Turquie. Elle présente sept niveaux archéologiques en place, dont l'un contient de la macro-faune, interstratifiés avec des formations détritiques et six

niveaux de téphras. **Cinq de ces téphras ont été émis lors de la phase syn-caldeira d'Acıgöl (~160 Ka).** Les niveaux archéologiques I et II, situés au-dessus et au-dessous de ces téphras sont respectivement antérieur et postérieur à cette date. **Cet âge apparaît cohérent avec les industries caractérisées dans les niveaux archéologiques.**

Il est, enfin, nécessaire de souligner la jeunesse de l'activité volcanique du complexe d'Acıgöl et les risques d'une reprise du volcanisme pour les populations des deux villes les plus proches : Acıgöl et Nevşehir. Les dômes rhyolitiques du complexe ont été extrudés lors de deux périodes d'activités séparées par plus de 70 000 ans. Or, les téphras rhyolitiques les plus récents, rapportés à l'activité terminale du Korudağ, et retrouvés dans la sédimentation lacustre du maar d'Eski Acıgöl, sont datés du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. La période « actuelle » de répit de l'activité volcanique est donc bien plus courte que la période de répit antérieure. En outre, un dégazage persiste jusqu'à nos jours, comme l'indique la contamination de l'eau souterraine et des organismes vivants par du carbone d'origine volcanique.

Bibliographie

1 – Ouvrages, thèses, articles

- AITCHISON J., 1983, « Principal components analysis of compositional data », *Biometrika*, **70**, 57-65.
- AITCHISON J., 1986, *The statistical analysis of compositional data. Monographs on statistical and applied probability*, Chapman and Hall, New York, 416 p.
- AKBAŞLI A., 1992, « Niğde-Sofular-Acıgöl sıcak su sondajları (NAR-1, MTA-1,2,3,4) kuyu bitirme raporu », *MTA – Report*, n° 9407, Ankara.
- AKBAŞLI A., ERCAN T., FIŞEKCI A., ÖLMEZ M., YILDIRIM T., ATIKER M., KÖSE C. & YILDIZ B., 1987, « Nevşehir-Niğde-Konya jeotermal erji projesi çalışmaları », *MTA Orta Anadolu II, Bölge Müdürlüğü yayınları*, n° 7, Konya.
- ANGUITA F., GARCIA CACHO L., COLOMBO F., GONZALES CAMACHO A. & VIEIRA R., 1991, « Roque Nublo caldera : a new stratocone caldera in Gran Canaria, Canary Islands » *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47**, 45-63.
- ARMIJO R., MEYER B., HUBERT A. & BARKA A., 1999, « Westwards Propagation of the North Anatolin Fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics », *Geology*, **27** (3) : 267-270.
- ARNAUD N., 1998, « Les méthodes K/Ar et 40Ar/39Ar : principes et application à la géochronologie archéologique », in M.-C. CAUVIN, A. GOURGAUD, B. GRATUZE, N. ARNAUD, G. POUPEAU, J.-L. POIDEVIN AND C. CHATAIGNER (Eds), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient. Du volcan à l'outil*, BAR Internation Series 738, Maison de l'Orient Méditerranéen : 91-103.
- AYDAR E. & GOURGAUD A., 1998, « The geology of Mount Hasan stratovolcano Central Anatolia Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 129-152.
- AYDAR E., 1992, *Etude volcano-structurale et magmatologique du strato-volcan Hasan Dagi (Anatolie centrale - Turquie)*.Thèse Doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II, 213 pp. (non publié).
- AYDAR E., GOURGAUD A., DENIEL C., LYBERIS N. & GUNDOGDU N., 1995, « Le volcanisme quaternaire d'Anatolie centrale (Turquie) : association de magmatisme calco-alcalin et alcalin en domaine de convergence », *Canadian Journal of Earth Science*, **32** : 1058-1069.
- AYRANCI B., 1969, *Zur Petrologie und geologie des Erciyes vulkangebietes bei Kayseri zentral-Anatolien, Turkey*.Thèse Doctorat, Würzburg Universität. (non publié)
- AYRANCI B., 1992, « The magnificent volcano of Central Anatolia : Mt. Erciyes near Kayseri », *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, **44** : 375-417.
- BLACKWELL B., SCHWARCZ H., PORTAT N., HOWELL F.-C., ARSEBÜK G., 1990, « Electron spin resonance (ESR) dating of Ursus teeth from Yarımburgaz Cave, Turkey », *Geol. Soc. Am.* **22A**, 120-121.
- BALKAN-ATLI N. & BINDER D., 2000, « L'atelier néolithique de Kömürcü-Kaletepe : fouilles de 1999 », *Anatolia Antiqua*, **8** : 199-214.
- BALKAN-ATLI N. & DER APRAHAMIAN G., 1998, « Les nucléus de Kaletepe et deux ateliers de taille en Cappadoce », in: M.-C. CAUVIN, A. GOURGAUD, B. GRATUZE, N. ARNAUD, G. POUPEAU, J.-L. POIDEVIN AND C. CHATAIGNER (Ed.), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient. Du volcan à l'outil*. BAR Internation Series 738. Maison de l'Orient Méditerranéen : 241-257.
- BARDINTZEFF J.-M., 1985, « Calc-alkaline nuées ardentes : a new classification », *J. Geodynamics*, **3** : 303-325.
- BARDINTZEFF J.-M., 1985, *Les nuées ardentes : pétrogenèse et volcanologie*. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris-Sud, Orsay, Bull. PIRPSEV - CNRS, 109 pp.
- BARDINTZEFF J.-M., 1987, « Les nuées ardentes », *La Recherche*, **18** : 1462-1470.

Bibliographie

- BARDINTZEFF J.-M., 1998, *Volcanologie*, Masson, Paris, 284 pp.
- BATUM I., 1975, *Petrographische und geoschemische untersuchung in den vulkangebieten Göllüdag und Acigöl (Zentralanatolien, Türkei)*. Thèse Doctorat, Albert Ludwigs Univ., Freiburg.
- BATUM I., 1978, « Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acigöl volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi », *Yerbilimleri*, **4** (1,2) : 50-69 & 70-88.
- BEAUDOIN A. B., KING R. H., 1986, « Using discriminant analysis to identify Holocene tephra based on magnetite composition : a case study from the Sunwapata Pass area, Jasper National Park », *Canadian Journal of Earth Science*, **23**, 804-812.
- BELLOT-GURLET L., 1998, *Caractérisation par analyse élémentaire (PIXE et ICP-MS/-AES) d'un verre naturel : l'obsidienne. Applications à l'étude de provenance d'objets archéologiques*. Thèse Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 290 p. pp.
- BENNET K.D., 1994, « Tephra geochemistry : a comment on Hunt & Hill », *The Holocene*, **4**, 435-436.
- BERTHOMMIER P. C., BAHAR I., BOUDON G., CAMUS G., GOURGAUD A., LAJOIE J. & VINCENT P.-M., 1992, « Le Merapi et ses éruptions : importance des mécanismes phréatomagmatiques », *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163** (5) : 635-642.
- BESANG C., ECKHARDT F. J., HARRE W., KREUZER & MÜLLER P., 1977, « Radiometrische Alterbestimmungen an Neogenen Eruptivegestinen des Türkei », *Geol. Jb*, **25** : 3-36.
- BIGAZZI G., POUPEAU G., YEĞİNGİL Z. & BELLOT-GURLET L., 1998, « Provenance studies of artefacts in Anatolia using the fission-track dating method - An overview », in: M.-C. CAUVIN, A. GOURGAUD, B. GRATUZE, N. ARNAUD, G. POUPEAU, J.-L. POIDEVIN AND C. CHATAIGNER (Eds), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient. Du volcan à l'outil*, BAR Internation Series 738, Maison de l'Orient Méditerranéen : 69-89.
- BIGAZZI G., YEGİNGİL Z., BOZTUĞ D., ERCAN T., NORELLI P. & ÖZDOĞAN M., 1997, « Studi di provenienza della ossidiana con il metodo delle tracce di fissione : nuovi dati sulle potenziali fonti anatoliche », *IV Giornata "Le Scienze della Terra e l'Archeometria"*, 20-21 fevrier 1997, Naples : 33.
- BIGAZZI G., YEĞİNGİL Z., ERCAN T., ODDONE M. & ÖZDOĞAN M., 1993, « Fission track dating obsidians in Central and Northern Anatolia », *Bulletin of Volcanology*, **55** : 588-595.
- BINDER D. & BALKAN-ATLI N., 2001, « Obsidian exploitation and blade technology at Kömürcü-Kaletepe, Central Anatolia », in I. CANEVA (Ed.), *Beyond Tools. Reconsidering Definitions, Counting and Interpretation of Lithic Assemblages*. Workshop PPN Chipped Lithic Industries, Venezia, novembre 1998.
- BINDER D., 2002, « Stones making sense : what obsidian could tell about the origins of the Central Anatolian Neolithic », in: F. GÉRARD AND L. THISSEN (Eds.), *The Neolithic of Central Anatolia. Internal developments and external relations during the 9th-6th millennia cal. BC*. Proceedings of the international CANeW table ronde, Istanbul, 23-24 November 2001, Ege Yayinlari, Istanbul : 79-90.
- BLAKE S., 1990, « Viscoplastic models of lava domes », In: J. FINK (Editor), *Lava flows and domes*, Springer Verlag, Berlin : 88-126.
- BOURDIER J. L., BOUDON G. & GOURGAUD A., 1989, « Stratigraphy of the 1902 and 1929 nuées ardentes deposits Mt. Pelée, Martinique », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **38** : 77-96.
- BOURDIER J.-L. & LE PENNEC J.-L., 1994, « Les écoulements pyroclastiques », In: J.-L. Bourdier (Editor), *Le volcanisme*, Editions BRGM, Orléans : 144-155.
- BOURDIER J.-L. (Ed.), 1994. *Le volcanisme. Manuels & Méthodes*. Editions BRGM, Orléans, 420 pp.
- BOTTEMA S., 1991, « Développement de la végétation et du climat dans le bassin méditerranéen oriental à la fin du Pléistocène et pendant l'Holocène », *L'Anthropologie*, **95** (4) : 695-728.
- BOTTEMA S. & WOLDRING H., 1984, « Late quaternary vegetation and climate of Southwestern Turkey », *Palaeohistoria*, **26** : 123-149.

Bibliographie

- BRIOIS F., GRATUZE B. & GUILAINE J., 1997, « Obsidiennes du site néolithique précéramique de Shillourokambos », *Paléorient*, **23** (1) : 95-112.
- CALDERONI G. & TURI B., 1998, « Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology », *Quaternary International*, **47/48** : 153-159.
- CALVET M., 1997, *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*, Presses Universitaires de Perpignan & BRGM, Perpignan & Orléans, 1177 p.
- CAS R. A. F. & WRIGHT J. V., 1988, *Volcanic successions, modern and ancient*, Chapman & Hall, London.
- CASTRO J., CASHMAN K., JOSLIN N. & OLMSTED B., 2002a, « Structural origin of large gas cavities in the Big Obsidian Flow, Newberry Volcano », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** : 331-330.
- CASTRO J., MANGA M. & CASHMAN K., 2002b, « Dynamics of obsidian flows inferred from microstructures : insights from microlite preferred orientations », *Earth and Planetary Sciences Letters*, **199** : 211-226.
- CHARMAN D. J., GRATTAN J., 1999, « An assessment of discriminant function analysis in the identification and correlation of distal Icelandic tephros in the British Isles », Firth C. R., McGuire W. J., (eds), *Volcanoes in the Quaternary*, Geological Society, London, Special Publications, **161**, 147-160 p.
- CHATAIGNER C., POIDEVIN J.-L. & ARNAUD N. O., 1998, « Turkish occurrences of obsidian and use by prehistoric peoples in the Near East 14000 to 6000 BP », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 517-537.
- CHATTERS R. M., CROSBY J. W. & ENGSTRAND L. G., 1969, *Fumarole gaseous emanations : their influence on carbon-14 dates*, State University, Coll. Eng. Circ. 32, Washington, 9 p.
- DALRYMPLE G.B. & LANPHERE M.A., 1969. « Potassium-Argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology ». In: J. Gilluly and A.O. Woodford (Editors). W. H. Freeman and Company, San Francisco : 212.
- DELLINO P., ISAIA R., LA VOLPE L., ORSI G., 2001, « Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences : implications for fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina Tephra (4,1 ka), Phlegraean Fields, southern Italy », *Bulletin of Volcanology*, **63**, 443-461.
- DEWEY J. F., HEMPTON M. R., KIDD W. S. F., SAROGOLU F. & ŞENGÖR A. M. C., 1986, « Shortening of continental lithosphere : the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone », In: Coward m. P. and Ries A. C. (Eds), *Collision tectonics*, Geological Society of London Special Publication n°19 : 3-36.
- DHONT D., CHOROWICZ J., YÜRÜR T., FROGER J.-L., KÖSE O. & GÜNDOĞDU N., 1998, « Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 33-54.
- DIRIK K. & GÖNCÜOĞLU M. C., 1996, « Neotectonic characteristics of central Anatolia », *Int. Geol. Rev.*, **38** : 807-817.
- DIRIK K., 2001, « Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian Fault Zone, Central Anatolia, Turkey », *Geodinamica Acta*, **14** : 147-158.
- DRUITT T. H., BRENCHLEY P. J., GÖGTEN Y. E. & FRANCAVIGLIA V., 1995, « Late Quaternary rhyolitic eruption from the Acıgöl Complex, central Turkey », *Journal of Geological Society*, **152** : 655-667.
- GÜLEÇ E., HOWELL F.-C., WHITE T., 1999, « Dursulu - a new Lower Pleistocene artifact bearing locality in southern Anatolia », in : ULLRICH (Ed.), *Hominid evolution : lifestyles and survival strategies*, Archea, Berlin, : 349-364.
- EKINGEN A. & GÜVEN C., 1978, « Jeotermik enerji aramaları Acıgöl (Nevşehir) bölgesi gravite etüdü », *MTA, Intern. Report n° 6289* :
- EMRE Ö., 1991, *Hasandağı Keçiboyduran Dagi yöresi Volkanizmasının jomorfolojisi*. Thèse Doctorat, Istanbul Üniversitesi, Istanbul, 207 + 3 cartes en annexes pp.

Bibliographie

- ERCAN T., AKBASLI A., YILDIRIM T., FISEKÇI A., SELVI Y., ÖLMEZ M. & CAN B., 1991, « Acigöl (Nevşehir) yöresindeki senozoyik yasli volkanik kayaçların petrolojisi », *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **113** : 31-44.
- ERCAN T., TOKEL S., CAN B., FISEKCI A., FUJITANI T. & AKBASLI A., 1990, « Hasandağı-Karacada (Orta Anadolu) dolaylarındaki Senozoyik yasli volkanizmanın kokenin ve evrimi », *Jeomorfoloji Dergisi*, **18** : 39-54.
- ERCAN T., TOKEL S., MATSUDA J. I., UI T., NOTSU K. & FUJITANI T., 1994, « Erciyes dağı (Orta Anadolu) pliyokuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik, radyometrik veriler ve jeotermal enerji açısından önemi », *Türkiye 6. Enerji Kongresi, Teknik oturum tebliğleri*, 17-22 Ekim.
- ERCAN T., YILDIRIM T. & AKBASLI A., 1987, « Gelveri (Nigde) - Kizilcin (Nevşehir) arasındaki volkanizmanın özellikleri », *Jeomorfoloji Dergisi*, **15** : 27-36.
- ESIN U. & HARMANKAYA S., 1999, « Aşıklı », In: M. Özdoğan (Editor), *Neolithic in Turkey*, Akeoloji ve Sanat Yayınları, İstanbul : 115-132.
- FAYON A. K., WHITNEY D. L., TEYSSIER C., GARVER J. I. & DIREK Y., 2001, « Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a mid-crustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex », *Earth and Planetary Science Letters*, **192** : 191-205.
- FERAUD J., 1994, « Les volcans actifs de Turquie - Guide géologique et itinéraires d'excursions », *Mémoire de l'Association Volcanologique Européenne (L.A.V.E.)*, **2** : 140 p.
- FERRARI C., 1998, *Etude géomorphologique et paléoenvironnementale du bassin hydrographique de la haute Melendiz : la plaine de Ciftlik, Cappadoce, Turquie*. Mémoire de Master, Paris I - Pantheon-Sorbonne, Paris, 118 + XXII pp (non publié).
- FERRARI L., GARDUNO V.H., PASQUARÈ G. & TIBALDI A., 1991, « Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47**: 129-148.
- FINK, J. H., 1990, *Lava flows and domes*, Springer Verlag, xiii + 249.
- FINK, J. H., 1987, *the emplacement of silicic domes and lava flows*, Geological Society of America, Special Paper 212, iii + 145.
- FIERSTEIN J. & NATHENSON M., 1992, « Another look at the calculation of fallout tephra volumes », *Bulletin of volcanology*, **54** : 156-167.
- FISHER R. V. & HEIKEN G. H., 1982, « Mt. Pelée, Martinique : May 8 and 20 1902, pyroclastic flows and surges », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **13** : 339-371.
- FISHER R. V. & SCHMINCKE H. V., 1984, *Pyroclastic rocks*, Springer, Berlin, 472 pp.
- FISHER R. V. & SMITH G. A. (Eds), 1991. *Sedimentation in volcanic settings*. Society for Sedimentary Geology, 275 pp.
- FISHER R. V., 1964, « Maximum size, median diameter and sorting of tephra », *Journal of Geophysical Research*, **69** (2) : 341-355.
- FISHER R. V., SMITH A. L. & ROOBOL M. J., 1980, « Destruction of St. Pierre, Martinique by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902 », *Geology*, **8** : 472-476.
- FONTUGNE M., KUZUCUOĞLU C., KARABIYIKOĞLU M., HATTÉ C. & PASTRE J.-F., 1999, « From Pleniglacial to Holocene. A ¹⁴C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain », *Quaternary Science Review*, **18** : 573-592.
- FOUCAULT, A., RAOULT J.-F., 1980, *Dictionnaire de géologie*, Masson, Paris ; New York, 331 pp.
- FRAZZETTA G., LA VOLPE L. & SHERIDAN M. F., 1983, « Evolution of Fossa cone, Vulcano », in : F. SHERIDAN & F. BARBERI (Eds), « Explosive Volcanism », *Journal of Volcanology and Geothermal Research* : 329-360.
- FREUNDT A. & ROSSI M. (Eds), 1998. *From magma to tephra. Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*. Elsevier, xv + 318 pp

Bibliographie

- FROGATT P.C., 1992, « Standardization of the Chemical analysis of tephra deposits. Report of the ICCT working group », *Quaternary International*, **13/14** : 93-96.
- FROGER J.-L., 1996, *Apports des données géophysiques multisources pour l'identification des caldeiras du plateau de Nevsehir, Anatolie Centrale, Turquie*. Classification texturale des formations volcaniques à partir de l'imagerie satellitaire. Thèse Doctorat, Univ. Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 347 pp.
- FROGER J.-L., LENAT J.-F., CHOROWICZ J., LE PENNEC J.-L., BOURDIER J.-L., KÖSE O., ZIMITOGLU O., GÜNDOĞDU N. M. & GOURGAUD A., 1998, « Hidden calderas evidenced by multisource geophysical data ; exemple of Cappadocian Calderas, Central Anatolia », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 99-128.
- GALE N. H., 1981, « Mediterranean obsidian source characterisation by strontium isotope analysis », *Archaeometry*, **23** (1) : 41-51.
- GEVREK A. I. & KASANCI N., 2000, « A Pleistocene, pyroclastic-poor maar from central Anatolia, Turkey : influence of a local fault on a phreatomagmatic eruption », *Journal of volcanology and geothermal research*, **95** : 309-317.
- GRATUZE B., 1998, « Les méthodes de caractérisation de l'obsidienne », *In*: M.-C. Cauvin, A. Gourgaud, B. Gratuze, N. Arnaud, G. Poupeau, J.-L. Poidevin and C. Chataigner (Ed.s), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient. Du volcan à l'outil*, BAR Internation Series 738, Maison de l'Orient Méditerranéen : 31-48.
- GRATUZE B., 1999, « Obsidian characterization by Laser Ablation ICP-MS and its application to prehistoric trade in the Mediterranean and the Near East : sources and distribution of obsidian within the Aegean and Anatolia », *Journal of Archaeological Science*, **26** : 869-881.
- GRATUZE B., BOUCETTA S., MOURALIS D., BINDER D., BALKAN-ATLI N., BELLOT-GURLET L. & GUILLOU H., 2003, « New investigations of the Göllü Dag obsidian lava flows system : a multidisciplinary approach », *Obsidian Archeometry*, Melos (Oral paper).
- GÖNCÜOĞLU M. C. & TOPRAK V., 1998, « Neogene and Quaternary volcanism of central Anatolia : a volcano-structural evaluation », *Bulletin de la Section Volcanologique de la Société Géologique de France*, **26** : 1-6.
- GOURGAUD A., 1998, « Géologie de l'obsidienne », *In* : M.-C. CAUVIN, A. GOURGAUD, B. GRATUZE, N. ARNAUD, G. POUPEAU, J.-L. POIDEVIN AND C. CHATAIGNER (Eds.), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient. Du volcan à l'outil*, BAR Internation Series 738, Maison de l'Orient Méditerranéen : 69-89.
- HEIKEN G. & WOHLLETZ K. H., 1985, *Volcanic ash*, University of California Press.
- HEIKEN G. & WOHLLETZ K., 1987, « Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows », *In*: J. F. FINK (Ed.), *The emplacement of silicic domes*, Geological Society of America, Special Paper **212** : 55-76.
- HEIKEN G., 1972, « Morphology and petrography of volcanic ashes », *Geological Society of America Bulletin*, **83** : 1961-1988.
- HEIKEN G., 1974, « An atlas of volcanic ash », *Smithsonian Contr. Earth Science*, **12** : 1-101.
- HILL D.P., BAILEY R.A. & RYALL A.S., 1985, « Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley caldera, Eastern California : an overview », *Journal of Geophysical Research*, **90** : 11111-11120.
- HOMMAGE À P. BIROT (Ouvrage Collectif), 1984. *La mobilité des paysages méditerranéens*. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Toulouse, 387 pp.
- HUNT J.B., HILL P.G., 1993, « Tephra geochemistry : a discussion of some persistent analytical problems », *The Holocene*, **3** : 271-278.
- HUNT J.B., HILL P.G., 1994, « Geochemical data in tephrochronology : a reply to Bennett », *The Holocene*, **4** : 436-438.

Bibliographie

- INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLLI R., PASQUARÈ G. & VILLARI L., 1981, « Neogene and Quaternary volcanism in the Eastern Mediterranean. Time-space distribution and geotectonic implication », In: F. C. Wezel (Ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, C.N.R., Italian Project of Oceanography, Tecnoprints : 369-385.
- INNOCENTI F., MAZZUOLLI R., PASQUARÈ G., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLARI L., 1975, « The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia : geochronological data on Kayseri-Nigde area », *Geological Magazine*, **112** : 349-360.
- INNOCENTI F., MAZZUOLLI R., PASQUARÈ G., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLARI L., 1976, « Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey) », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **1** : 103-112.
- INNOCENTI F., MAZZUOLLI R., PASQUARÈ G., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLARI L., 1982, « Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum - Kars area (Eastern Turkey) : geochronological data and geodynamic evolution », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **13** : 223-240.
- INNOCENTI F., MAZZUOLLI R., PASQUARÈ G., SERRI G. & VILLARI L., 1980, « Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey) », *Geologische Rundschau*, **69** : 292-322.
- JAKSON J. A. & MCKENZIE D. P., 1984, « Active tectonics of the Alpin-Himalaya belt between western Turkey and Pakistan », *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, **77** (185-264) :
- JOYNER S.P., 1985, *SAS user's guide : statistics – Version 5.0*, SAS Institute, Cary.
- KARABIYIKOĞLU M., KUZUCUOĞLU C., FONTUGNE M., KAISER B. & MOURALIS D., 1999, « Facies and depositional sequences of the late Pleistocene Göçü shoreline system, Konya basin, Central Anatolia : implications for reconstructing lake-level changes », *Quaternary Science Reviews*, **18** : 593-609.
- KARAPETIAN S. G., JRBASHIAN R. T. & MNATSAKANIAN A. K., 2001, « Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of Armenian Highland », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **112** : 189-220.
- KATOH S., NAGAOKA S., WOLDEGABRIEL G., RENNE P., SNOW M. S., BEYENE Y., SUWA G., 2000, « Chronostratigraphy and correlation of the Plio-Pleistocene tephra layers of the Konso Formation, southern main Ethiopian Rift, Ethiopia », *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1305-1317.
- KAZANCI N., GEVREK A. I. & VAROL B., 1995, « Facies change and high calorific peat formation in a Quaternary maar lake, central Anatolia, Turkey : the possible role of geothermal processes in a closed lacustrine basin », *Sedimentary Geology*, **94** : 255-266.
- KELLER J., 1974, « Quaternary maar volcanism near Karapinar in Central Anatolia », *Bulletin Volcanologique*, **38** : 378-376.
- KLECKA W. R., 1975, « Discriminant analysis », in Nie N. H., Hull C. H., Jenkins J. G., Steinbrenner K., Bent D. H., *Statistical package for the social sciences*, McGraw-Hill Book Co., Toronto, Ontario : 434-467.
- KOÇYIĞIT A. & BEYHAN A., 1998, « A new intracontinental transcurrent structure : the Central Anatolian Fault Zone, Turkey », *Tectonophysics*, **284** : 317-336.
- KOÇYIĞIT A. & EROL O., 2001, « A tectonic escape structure : Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey », *Geodinamica Acta*, **14** : 133-145.
- KUHN S., ARSEBÜK G., HOWELL F.-C., 1996, « The Middle Pleistocene lithic assemblage from Yarımburgaz Cave, Turkey », *Paléorient*, **22/1**, 31-49.
- KUNO H., ISHIKAWA T., KATSUI Y., YAGI K., YAMASAKI M. & TANEDA S., 1964, « Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanism », *Japanese Journal of Geology and Geography*, **XXXV** (2-4) : 223-238.
- KÜRKÇÜOĞLU B., ŞEN E., AYDAR E., GOURGAUD A. & GÜNDOĞDU N., 1998, « Geochemical approach to magmatic evolution of Mt. Erciyes stratovolcano, Central Anatolia, Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 473-494.

Bibliographie

- KUZUCUOĞLU C., PASTRE J.-F., BLACK S., ERCAN T., FONTUGNE M., GUILLOU H., HATTE C., KARABIYIKOĞLU M., ORTH P. & TÜRKECAN A., 1998a, « Identification and dating of tephra layers from Quaternary sedimentary sequences of Inner Anatolia, Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 153-172.
- KUZUCUOĞLU C. & ROBERTS N., 1998b, « Evolution de l'environnement en Anatolie de 20000 à 6000 BP », *Paléorient*, **23** (2) : 7-24.
- KUZUCUOĞLU C., PARISH R. & KARABIYIKOĞLU M., 1998c, « The dune systems of the Konya Plain (Turkey) : their relation to environmental changes in Central Anatolia during the Late Pleistocene and Holocene », *Geomorphology*, **23** : 257-271.
- KUZUCUOĞLU C., BERTAUX J., BLACK S., DENEFLÉ M., FONTUGNE M., KARABIYIKOĞLU M., KASHIMA K., LIMONDIN-LOZOUET N., MOURALIS D. & ORTH P., 1999, « Reconstruction of climatic changes during the Late Pleistocene, based on sediment records from the Konya Basin (central Anatolia, Turkey) », *Geological Journal*, **34** : 175-198.
- LACROIX A., 1904, *La montagne Pelée et ses éruptions*, Masson, Paris, 662 p.
- LE BAS M. J., LE MAITRE R. W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., 1986, « A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-Silica diagram », *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- LEGROS F. & MARTI J., 2001, « Formation of inversely graded basal layers in ignimbrites by progressive aggradation », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **111** : 25-33.
- LE PENNEC J.-L., BOURDIER J.-L., FROGER J.-L., TEMEL A., CAMUS G. & GOURGAUD A., 1994, « Neogene ignimbrites of the Nevşehir plateau (central Turkey) : stratigraphy, distribution and sources constraints », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **63** : 59-87.
- LIPMAN P. W., SELF S. & HEIKEN G., 1984, « Introduction to Calderas Special Issue », *Journal of Geophysical Research*, **89** : 8219-8221.
- LORENZ V., 1973, « On the formation of maars », *Bull. Volcanol.*, **37** : 183-204.
- LORENZ V., 1974, « Vesiculated tuffs and associated features », *Sedimentology*, **21** : 273-291.
- LORENZ V., 1986, « On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings », *Bull. Volc.*, **48** : 265-274.
- MCPHIE J., DOYLE M., ALLEN R., 1993, *Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*, University of Tasmania – Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 198 p.
- MCKNIGHT S. B. & WILLIAMS S. N., 1997, « Older cinder cone or young composite volcano ? : the nature of Cerro Negro », *Geology*, **25** (4) : 339-342.
- MELLAART J., 1967, *Catal Höyük : a neolithic city in Anatolia*, Thames and Hudson, London, 201 p.
- MELLAART J., 1993, « Description (picturales) d'éruptions récentes du Hasan Dagi par les hommes du Néolithique à Catal Höyük », *LAVE*, **42** : 17-30.
- MILLEVILLE A., BELLOT-GURLET L., CHAMPAGNON B. & SANTALLIER D., 2002 (soumis), « Le micro-spectroscopie Raman pour l'étude des obsidiennes : structure, micro-inclusions et études de provenance », *Revue d'Archéométrie* : 14 p.
- MOORE J. G., NAKAMURA K. & ALCARAZ A., 1966, « The 1965 eruption of Taal Volcano », *Science*, **151** : 955-960.
- MOORE J. G. & PECK D. L., 1962, « Accretionary lapilli in the volcanic rocks of the western continental United States », *Journal of Geology*, **70** : 182-194.
- MOURALIS D., 1996, *Etude géomorphologique et sédimentologique de la dépression de Yarma - Contribution à la reconstitution paléoenvironnementale du bassin de Konya - Turquie*. Maîtrise, Université Paris 1, Paris, iv + 166 pp (non publié).
- MOURALIS D., KUZUCUOĞLU C., PASTRE J.-F. & TÜRKECAN A., 2001, « Le volcanisme récent de Cappadoce : manifestations volcaniques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène enregistrées dans le maar d'Eski Acigöl - Résultats préliminaires », *8ème Congrès Français de Sédimentologie, Association des Sédimentologistes Français*, 12-14 novembre 2001, Orléans : 251-252.

Bibliographie

- MOURALIS D., PASTRE J.-F., KUZUCUOGLU C., TÜRKECAN A., ATICI Y., SLIMAK L., GUILLOU H. & KUNESH S., 2002, « Les complexes volcaniques rhyolitiques quaternaires d'Anatolie centrale (Göllüdag et Acigöl, Turquie) : genèse, instabilité, contraintes environnementales », *Quaternaire*, **13** (3-4) : 219-228.
- NEUMANN VAN PADANG, 1931, « Der Ausbruch des Merapi (Mittel Java) im Jahre 1930 », *Zeitschrift für Vulkanologie*, **14** : 135-148.
- NOTSU K., FUJITANI T., UI T., MATSUDA J. & ERCAN T., 1995, « Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **64** : 171-192.
- ODDONE M., YEGINGIL Z., BIGAZZI G., ERCAN T. & ÖZDOĞAN M., 1997, « Chemical characterisations of Anatolian obsidians by instrumental and epithermal neutron activation analysis », *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, **224** (1-2) : 27-38.
- OLANCA K., 1994, *Geochimie des laves quaternaires de Cappadoce (Turquie). Les appareils monogéniques*. Thèse Doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II, 156 pp. (non publié).
- ÖLMEZ E. & GEVREK A. I., 1991, « Aksaray-Sofular gradyan sondajları kuyu bitirme raporu », *MTA, Rapor* n°9194, Ankara.
- ORSI G., D'ANTONIO M., DE VITA S. & GALLO G., 1992, « The Neopolitan Yellow tuff, a large magnitude trachytic phreatoplinian eruption : eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **53** : 275-287.
- OTTE M., I. YALÇINKAYA, J. KOZLOWSKI, O. BAR-YOSEF, I. LÓPEZ BAYÓN, H. TAŞKIRAN, 1998 « Long-term technical evolution and human remains in the Anatolian Palaeolithic », *Journal of Human Evolution*, **34**, 413-431.
- ÖZBAŞARAN M., 1999, « Musular : a general assessment on a new neolithic site in Central Anatolia », in: M. ÖZDOĞAN (Ed.), *Neolithic in Turkey*, Akeoloji ve Sanat Yayınları, İstanbul : 147-155.
- PARFENOFF A., POMEROL C., TOURENQ J., 1970, *Les minéraux en grains; méthodes d'étude et détermination*, Masson, Paris, 578p.
- PASQUARÈ G., 1966, « Outlines of the Neogene and Quaternary volcanism of Asia Minor », *Atti Accad. Naz. Lincei*, **8**, 14 p.
- PASQUARÈ G., 1968, « Geology of the Ceneozoic volcanic area of central Anatolia », *Atti Accad. Naz. Lincei*, **9** : 53-204.
- PASQUARÈ G., POLI S., VEZZOLI L. & ZANCHI A., 1988, « Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey », *Tectonophysics*, **146** : 217-230.
- PASTRE J.-F., KUZUCUOGLU C., FONTUGNE M., GUILLOU H., KARABIYIKOGLU M., ERCAN T. & TÜRKECAN A., 1998, « Séquences volcanisées et corrélations téphrologiques au N-E du Hasan Dag (Haut bassin de la Melendiz, Anatolie centrale, Turquie) », *Quaternaire*, **9** : 169-183.
- PEARCE J. A., BENDER J. F., DE LONG S. E., KIDD W. S. F., LOW P. J., GÜNER Y., SAROĞLU F., YILMAZ Y., MOORBATH S. & MITCHELL J. G., 1990, « Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44** : 189-229.
- POIDEVIN J.-L., 1998, « Les gisements d'obsidienne de Turquie et de Transcaucasie. Géologie, géochimie et chronométrie », in : M.-C. CAUVIN, A. GOURGAUD, B. GRATUZE, N. ARNAUD, G. POUPEAU, J.-L. POIDEVIN AND C. CHATAIGNER (Eds), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient. Du volcan à l'outil*, BAR International Series 738 - Maison de l'Orient Méditerranéen, Archeopress, Oxford-Lyon : 106-203.
- POLACCI M., PAPALE P., ROSSI M., 2001, « Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 june 1991, and applications for magma ascent dynamics », *Bulletin of Volcanology*, **63**, 83-97.
- PYLE D. M., 1989, « The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits », *Bulletin volcanologique*, **39** : 1-15.
- PYLE D. M., 1995, « Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **69** : 379-382.

Bibliographie

- ROBERTS N., REED J. M., LENG M. J., KUZUCUOĞLU C., FONTUGNE M., BERTAUX J., WOLDRING H., BOTTEMA S., BLACK S., HUNT E. & KARABIYIKOĞLU M., 2001, « The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region : new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey », *The Holocene*, **11** (6) : 721-736.
- ROCCI J.-P., 1987, *La perlite*, Mémento roches et minéraux industriels, BRGM, 28 p.
- RODRIGUEZ S.-R., SIEBE C., KOMOROWSKI J.-C. & ABRAMS M., 2002, « The Quetzalapa pumice : a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **113** : 177-212.
- ROLLINSON, H.R., 1993, *Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific & Technical, Harlow, Essex, xxvi + 352 p.
- ROSSIGNOL-STRICK M., 1993, « Late quaternary climate in the eastern mediterranean region », *Paléorient*, **19**(1): 135-152.
- ROSSIGNOL-STRICK M., 1999. « The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean », *Quaternary Science Review*, **18**, 515-530.
- RUBIN M., LOCKWOOD J. P. & FRIEDMAN I., 1987, « Effects of volcanic emanations on carbon isotope content of modern plants near Kilauea volcano », *U. S. Geological Survey, Professional Paper 1350* : 209-211.
- SAUPÉ F., STRAPPA O., COPPENS R., GUILLET B. & JAEGLY R., 1980, « A possible source of error in ^{14}C dates : volcanic emanations (examples from the Monte Amiata district, provinces of Grosseto and Siena, Italy) », *Radiocarbon*, **22** (2) : 525-531.
- SCHMID R., 1981, « Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks », *Geology*, **9** : 41-43.
- SCHUMACHER R., KELLER J. & BEYHAN H., 1990, « Depositional characteristics of ignimbrites in Central Anatolia, Turkey », in: SAVASCIN & ERONAT (Eds), *Proc. Int. Earth Sci. Cong. on Aegean Regions* : 435-449.
- SCOTT S.C. & SKILLING I.P., 1999, « The role of tephrochronology in recognizing synchronous caldera-forming events in the Quaternary volcanoes Longonot and Suswa, south Kenya Rift », in: C.R. FIRTH AND W.J. MCGUIRE (Eds), *Volcanoes in the Quaternary*. Geological Society, Special Publications, London : 47-67.
- SELF S. & SPARKS R. S. J. (Ed), 1981. *Tephra Studies as a Tool in Quaternary Reserach*. D. Reidel Publishing Company, 477 p.
- SELF S. & SPARKS R. S. J., 1978, « Characteristics of wide-spread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water », *Bull. Volcanol.*, **41** (1) : 3-17.
- SELF S., 1976, « The recent volcanology of Terceira, Azores », *Journal of the Geological Society of London*, **132** : 645-666.
- SELF S., 1983, « Large scale phreatomagmatic silicic volcanism : A case study from New Zeland », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **17** : 433-469.
- ŞEN E., 1997, *Erciyes Stratovolkanı'nın (Orta Anadolu) volkanolojik ve pretrolojik gelişimini incelenmesi*. Yüksek Mühendislik Tezi, 268 pp.
- ŞEN E., AYDAR E., GOURGAUD A. & KÜRKCÜOĞLU B., 2002, « La phase explosive précédant l'extrusion des dômes volcaniques : exemple du dôme rhyodacitique de Dikkartin Dag, Erciyes, Anatolie centrale, Turquie », *Compte Rendu Geoscience*, **334** : 27-33.
- ŞEN E., KÜRKCÜOĞLU B., AYDAR E., GOURGAUD A. & VINCENT M. P., 2003, « Volcanological evolution of Mount Erciyes stratovolcano and origin of the Valibaba Tepe ignimbrite (Central Anatolia, Turkey) », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **125** : 225-246.
- ŞENGÖR A. M. C., 1979, « The north Anatolian transform faults : its age, offset and tectonic significance », *Journal of Geological society of America*, **136** : 269-282.

Bibliographie

- ŞENGÖR A. M. C., GÖRÜR N. & SAROĞLU F., 1985, « Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape : Turkey as a case study », In: K. T. BIDDLE AND N. CHRISTIE-BLICK (Eds), *Strike-slip deformation, bassin formation and sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. : 227-264.
- ŞENGÖR A. M. C. & KIDD W. S. F., 1979, « Post-collision tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet », *Tectonophysics*, **55** : 361-376.
- ŞENGÖR A. M. C. & YILMAZ Y., 1981, « Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach », *Tectonophysics*, **75** : 181-241.
- SHANE P. A. R., FROGGATT P. C., 1994, « Discriminant function analysis of glass chemistry of New Zealand and North American Tephra deposits », *Quaternary Research*, **41**, 70-81.
- SHERIDAN M. F. & UPDIKE R. G., 1975, « Sugarloaf Mountain tephra - A Pleistocene rhyolitic deposit of base surge origin in Northern Arizona », *Geological Society of America Bulletin*, **86** : 571-581.
- SHERIDAN M. F., FRAZZETA G. & LA VOLPE L., 1987, « Eruptive histories of Lipari and Vulcano, Italy, during the past 22000 years », In: J. F. FINK (Ed.), *The emplacement of silicic domes*, Geological Society of America, Special Paper 212 : 29-34.
- SIEBERT L., 1984, « Large volcano debris avalanches : characteristics of sources areas, deposits and associated eruptions », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **22** : 163-197.
- SIEBERT L., GLICKEN H. & UI T., 1987, « Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruption », *Bull. Volcanol.*, **49** : 435-459.
- SLIMAK L., ROCHE H., MOURALIS D., BUITENHUIS H., KUZUCUOĞLU C., BALKAN-ATLI N., BINDER D., GRENET M., 2003a, « Kaletepe deresi 3 (Cappadoce, Turquie), caractérisation archéologique, chronologique et paléontologique d'une séquence d'Anatolie centrale », *Compte Rendus de l'Académie des Sciences* (article soumis), 5 p.
- SLIMAK L., ROCHE H., MOURALIS D., BUITENHUIS H., KUZUCUOĞLU C., BALKAN-ATLI N., BINDER D., GRENET M., 2002b, « Kaletepe deresi 3 (Cappadocia, Turkey), archaeological's implications in the knowledge of the first human settlements of central anatolia », *Human revolution* (article soumis), 15 p.
- SMITH G. A., 1986, « Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment : Terminology and depositional process », *Geological Society of America Bulletin*, **97** : 1-10.
- SMITH R.L. & BAILEY R.A., 1968, « Resurgent caldrons » in : Studies in Volcanology. Howell Williams. *Geological Society of America Mem.*, **116**: 613-662.
- SPARKS R.S.J. & WALKER G.P.L., 1973, « The ground surge deposit : a third type of pyroclastic rock », *Nat. Phys. Sc.*, **241**, 62-64.
- STEARNS H. T. & MACDONALD G. A., 1946, « Geology and ground-water resources of the Island of Hawaii », *Hawaii Div. Hydrog. Bull.*, **9** : 1-363.
- STINER M.-C., ARSEBÜK G., HOWELL F.-C., 1996, « Cave bears and Paleolithic artifacts in Yarımburgaz Cave, Turkey : dissecting a palimpsest », *Geoarcheology*, **11**, 279-327.
- STOCKES S., LOWE D. J., 1988, « Discriminant function analysis of Late Quaternary tephtras from five volcanoes in New Zealand using glass shard major element chemistry », *Quaternary Research*, **30**, 270-283.
- STOCKES S., LOWE D. J., FROGGATT P. C., 1992, « Discriminant function analysis and correlation of Late Quaternary rhyolitic tephra deposits from Taupo and Okataina volcanoes, New Zealand, using glass shard major element composition », *Quaternary International*, **13/14**, 103-117.
- SULERZHITZKY L. D., 1971, « Radiocarbon dating of volcanoes », *Bull. Volcanol.*, **35** : 85-94.
- SWANSON D. A., DZURISIN D., HOLCOMB R. T., IWATSUBO E. I., CHADIWICK JR. W. W., CASADEVALL T. J., EWERT J. W. & HELIKER C. C., 1987, « Growth of the lava dome at mount St. Helens, Washington, (USA), 1981-1983 », In : J. F. FINK (Editor), *The emplacement of silicic domes*, Geological Society of America, Special Paper 212 : 1-33.
- TEMEL A., 1992, *Kapadokya eksplosif volkanizmasının : petrolojik ve jeokimyasal özellikleri*. Thèse Doctorat, Hacetepe Üniversitesi, Ankara, 209 pp.

Bibliographie

- THOURET J.-C., 1999, « Volcanic geomorphology - an overview », *Earth-Science Reviews*, **47** : 95-131.
- TOPRAK V. & GÖNCÜOĞLU M. C., 1998, « Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian volcanic province », *Geological Journal*, **28** : 357-369.
- TOPRAK V., 1998, « Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian volcanics, Turkey », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85** : 55-67.
- TÜRKECAN A., ACARLAR M., DÖNMER M., HEPSEN N. & BILGIN R., 1998, Kayseri (Bünyan, Develi, Tomarza) yöresinin jeoloji ve volkanik kayaçların petrolojisi, MTA - Genel Müdürlüğü - *Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı*, Ankara, v + 208 pp. (+ cartes géologiques au 1 :25000, 26 feuilles couvrant l'ensemble du volcan).
- UYGUN A., 1981, « Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olankları », *İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu TJK*, Ankara : 66-71.
- WAGNER G. A. & WEINER K. L., 1987, *Deutsches Archäologisches Institut Demircihüyük - die Ergebnisse der Ausgrabungen 1975-1978.*, Herausgegeben von Manfred Korfan. Band II : Naturwissenschaftliche Untersuchungen, Verlag Philipp von Zabern, Mainz am Rhein : 26- 29
- WAITT JR R. B., PIERSON T. C., MACLEOD N. S., JANDA R. J., VOIGHT B. & HOLCOMB R. T., 1983, « Eruption-triggered avalanche, flood, and lahar at Mount St. Helens - Effects of winter snowpack », *Science*, **221** : 1394-1397.
- WATERS A. C. & FISHER R. V., 1971, « Base surges and their deposits : Capelinhos and Taal volcanoes », *Journal of Geophysical Research*, **76** : 5596-5614.
- WESTGATE J. A., WALTER R. C. & Naeser N. (Ed.), 1992. « Tephrochronology : stratigraphic applications of tephra ». *Quaternary International*, **13/14**, 204 pp.
- WILSON L. & WALKER G. P. L., 1985, « Explosive volcanic eruptions - VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions : the control of eruption conditions and atmospheric properties », *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **89** : 657-679.
- WOHLETZ K. H. & Sheridan M. F., 1983, « Hydrovolcanic explosions. II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones », *Am. J. Sc.*, **283** : 385-413.
- WOHLETZ K. H., 1998, « Pyroclastic surges and compressible two-phase flow », In: A. Freundt and M. Rossi (Eds), *From magma to tephra. Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*, Elsevier : 247-311.
- WOLDRING H., 1997, « Late Glacial and Holocene vegetation history of Central Anatolia : the palynological record of Eski Acıgöl », *Abstracts of the Regional INQUA Symposium on Late Quaternary in the Eastern Mediterranean*, Ankara, Turkey.
- WOOD S. H., 1977, « Distribution, correlation, and radiocarbon dating of late Holocene tephra, Mono and Inyo Craters, eastern California », *Geological Society of America Bulletin*, **88** : 89-95.
- WRIGHT J. V., SMITH A. L. & SELF S., 1980, « A working terminology of pyroclastic deposits », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **8** : 315-336.
- YILDIRIM T. & ÖZĞÜR R., 1981, « The caldera of Acıgöl », *Jeomorfoloji Dergisi*, **10** : 59-70.
- YILMAZ Y., 1989, « An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey », In: A. M. C. ŞENGÖR (Ed.), *Tectonic evolution of the Tethyan Region*, Kluwer, Dordrecht : 159-189.
- YILMAZ Y., 1990, « Comparison of Young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime : a review », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44** : 69-87.
- YILMAZ Y., SAROĞLU F. & GÜNER Y., 1987, « Initiation of the neomagmatism in East Anatolia », *Tectonophysics*, **134** : 177-199.

2 – Bases de données et cartes consultées

Cartes topographiques :

Bibliographie

Publiées par : Harita Genel Komutanlığı tarafından basılmıştır. Les éditions consultées datent des années 70 et 90.

- 100000° : Aksaray K32, et L32 ; Kayseri K33 et L33 ;
- 25000° : Aksaray L32a2, a3, b1, b2, b3, b4 (1991), c1, c2, c3, c4, d2 (1959), d3 (1963) et d4 (1968) ;
Kayseri L33a1, a3, a4 et d1.

Cartes géologiques :

- ATABEY E. (dir.), 1987, Aksaray H18 paftası jeoloji haritası – Geologic map of the Kayseri H18 quadrangle, MTA, Ankara, 1:100000 + notice 12 p.
- ATABEY E. (dir.), 1987, Aksaray I18 paftası jeoloji haritası – Geologic map of the Kayseri I18 quadrangle, MTA, Ankara, 1:100000 + notice 14 p.
- ATABEY E. (dir.), 1987, Kayseri H19 paftası jeoloji haritası – Geologic map of the Kayseri H19 quadrangle, MTA, Ankara, 1:100000 + notice 18 p.
- ATABEY E. (dir.), 1987, Kayseri I19 paftası jeoloji haritası – Geologic map of the Kayseri I18 quadrangle, MTA, Ankara, 1:100000 + notice 18 p.
- BINGÖL E. (dir), 1989, Türkiye jeoloji haritasi – Geological map of Turkey, 1:2000000, MTA, Ankara (1 feuille).

Bases de données :

Digital chart of the world (DCW) : <http://ortelius.maproom.psu.edu/dcw/>

Hydro1K : <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/hydro/>

Gtopo30 : <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.htm>

Séismes (fig. 1.5) :

Boğazıcı University Kandili Observatory & Earthquake Research Institute – Department of Geophysics : <http://193.140.203.16/ingl/engver1.html>

IRIS – SeismiQuery, données fournies par ISC, NEIC & ISGS :

<http://www.iris.washington.edu/SeismiQuery>

Données climatiques : Qwikcast.com, Weather Forecast (<http://qwikcast.weatherbase.com/>)

Images satellites :

Landsat TM p176r33 (25/06/1987) et Landsat TM p176r34 (1987-06-09)
(<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/glcf/esdi>)

Table des illustrations

1 – Figures :

Fig. 1.1 – La Cappadoce : carte de localisation	10
Fig. 1.2 – Diagrammes ombrothermiques de quelques stations d'Anatolie centrale	12
Fig. 1.3 – Les plaques lithosphériques en Méditerranée orientale et les séismes enregistrés depuis 1900	14
Fig. 1.4 – Carte géologique simplifiée de la Turquie et localisation des trois provinces volcaniques	16
Fig. 1.5 - Le cadre structural de la Cappadoce	19
Fig. 2.1 - Stratigraphie synthétique des ignimbrites néogène de Cappadoce	26
Fig. 2.2 - Facteurs d'évolution morphologique d'une caldeira.....	29
Fig. 3.1 - La fresque du niveau VII-14 de Çatal Höyük (~8800 cal. BP), l'interprétation de Mellaart (1967) et le Hasandağ	41
Fig. 4.1 – Géométrie des trois grands types de dépôts pyroclastiques et leur insertion morphologique dans les paysages	61
Fig. 4.2 – Géométrie des pyroclastites du site 65 (caldeira d'Acigöl)	61
Fig. 4.3 – Courbes granulométriques de quelques pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acigöl	63
Fig. 4.4 – Géochimie des laves et ponces quaternaires de Cappadoce – Analyses XRF	73
Fig. 4.5 – Géochimie des verres de ponces des pyroclastites quaternaires de Cappadoce – analyses microsondes	73
Fig. 4.6 – Analyses géochimiques des verres de ponce des pyroclastites quaternaires de Cappadoce	76
Fig. 4.7 – Structures des données pour l'analyse des fonctions discriminantes.....	78
Fig. 4.8 – Géochimie des verres des pyroclastites syn-caldeira du complexe d'Acigöl.....	80
Fig. 4.9 – Classification des analyses géochimiques à l'aide des fonctions discriminantes (6 groupes de référence).....	85
Fig. 4.10 – MNT du secteur du Göllüdağ et semi-variogramme ayant servi au krigeage.....	89
Fig. 4.11 – MNT du secteur d'Acigöl et semi-variogramme ayant servi au krigeage.....	90
Fig. 4.12 – MNT du sud-ouest de la caldeira d'Acigöl et semi-variogramme utilisé pour le krigeage.....	91
Fig. 4.13 – SIG et représentation spatiale des résultats	93
Fig. 5.1 – Le complexe du Göllüdağ : carte de localisation.....	97
Fig. 5.2 – Le Göllüdağ : carte géologique et localisation des coupes	98
Fig. 5.3 – DE la vallée d'Ihlara au Göllüdağ à travers le massif du Şahinkalesi Tepe	100
Fig. 5.4 – Les pyroclastites du Göllüdağ	103, 104 & 105
Fig. 5.5 – Minéraux lourds des téphras du secteur du Göllüdağ.....	107
Fig. 5.6 – Origine des téphras anté-caldeira remaniés dans la sédimentation fluvio-lacustre (Göllüdağ, site 14)	108
Fig. 5.7 – Géochimie des feldspaths de quelques téphras des complexes volcaniques du Göllüdağ et d'Acigöl	110
Fig. 5.8 – Origine des téphras post-caldeira TG-11H et TG-12H du secteur du Göllüdağ	115
Fig. 5.9 – Le complexe d'Acigöl : carte de localisation (MNT)	117
Fig. 5.10 – Le complexe d'Acigöl : carte géologique et localisation des coupes	118
Fig. 5.11 – Les pyroclastites d'Acigöl	121 & 122

Fig. 5.12 – Recoupement des pyroclastites syn-caldeira (TA-3 à TA-9) par les pyroclastites terminales (Tab-10 à TA-12) – Complexe d'Acıgöl, site 61	128
Fig. 5.13 – Âge des pyroclastites syn-caldeira terminales du complexe d'Acıgöl.....	128
Fig. 5.14 – Pyroclastites des dômes et des maars du complexe d'Acıgöl	130 & 131
Fig. 6.1 – Âge Ar/Ar du téphra TG-5 (Göllüdağ) :	
A – Résultats analytiques.....	143
B – Âge plateau.....	143
C – Âge isochrone.....	143
Fig. 6.2 – Les téphras interstratifiés dans la séquence lacustre du maar d'Eski Acıgöl	146
Fig. 6.3 – Diagramme pollinique d'Eski Acıgöl (Complexe d'Acıgöl) comparé à celui d'Akgöl (bassin de Konya)	147
Fig. 6.4 – Les âges du Göllüdağ.....	150
Fig. 6.5 – Les âges du volcanisme du secteur d'Acıgöl	157
Fig. 6.6 – « Göçü1 » : un téphra distal retrouvé au nord du bassin de Konya et provenant de l'activité post-caldeira du complexe d'Acıgöl	
A – Géochimie des verres du téphras « Göçü1 » comparée à celle des groupes de référence	162
B – Classification du téphra distal « Göçü1 » par l'analyse des fonctions discriminantes	162
Fig. 6.7 – Géochimie des téphras de la séquence lacustre du maar d'Eski Acıgöl	166
Fig. 6.8 – Le téphra basaltique T7 : comparaison avec quelques laves du secteur d'Acıgöl.....	167
Fig. 7.1 – Géochimie des téphras interstratifiés dans la sédimentation de la plaine de Çiftlik – Comparaison avec les groupes de référence	181
Fig. 7.2 – Epaisseur des retombées pliniennes associées à l'activité syn-caldeira du complexe volcanique du Göllüdağ	185
Fig. 7.3 – Les pyroclastites du complexe volcanique d'Acıgöl : comparaison des stratigraphies établies par Pasquarè (1968), Druitt et al. (1995) et la présente étude.	187
Fig. 7.4 – Signature morphosédimentaire de l'effondrement de la caldeira du Göllüdağ (bordure occidentale, site 15).....	192
Fig. 7.5 – Limite méridionale du complexe du Göllüdağ au contact de la Melendizdağ (sites 22 et 23)	194
Fig. 7.6- La caldeira d'Acıgöl : image satellite Landsat drapée sur le MNT du secteur d'Acıgöl.....	198
Fig. 7.7 – Reprise et destruction des structures néogènes par le volcanisme quaternaire	203
Fig. 8.1 – Classification morphométrique des dômes du Göllüdağ et d'Acıgöl.....	216
Fig. 8.2 – Mise en place du dôme du Bozdağ (complexe du Göllüdağ) et de son anneau de pyroclastites	
Fig. 8.3 – Mise en place du Güneydağ et du maar d'Eski Acıgöl.....	220
Fig. 8.4 – Les dômes emboîtés du Göllüdağ :	
A – Le Büyük Göllüdağ.....	225
B – Le Kabak Tepe.....	225
Fig. 8.5 – Répartition des affleurements d'obsidienne dans le massif du Göllüdağ et corrélations géochimiques	230
Fig. 9.1 – Versant sud de la caldeira d'Acıgöl : un ancien glaciaire-cône démantelé depuis ~32 Ka	235
Fig. 9.2 – L'incision dans la caldeira d'Acıgöl au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.....	239
Fig. 9.3 – La plaine de Çiftlik	243
Fig. 9.4 – La plaine de Derinkuyu et le volcanisme basaltique du Pléistocène supérieur	247
Fig. 9.5 – La fouille du Dere 3, Kaletepe – Göllüdağ (site 13) :	
A – Fouille de septembre 2001	253
B – Log dégagé en septembre 2000.....	253
Fig. 9.6 – Les téphras dégagés en septembre 2000, en amont de la fouille du « Dere 3 » (Kalete, Göllüdağ, site 13).....	255

2 – Tableaux :

Tabl. 2.1 - Ages radiométriques du volcanisme néogène	24
Tabl. 3.1 - Ages radiométriques du volcanisme quaternaire de la province d'Anatolie centrale	34 et 35
Tabl. 4.1 – Variance à l'intérieur du groupe de référence « Acigöl syn-caldeira », et pour chaque échantillons de ce groupe	80
Tabl. 4.2 – Analyse des fonctions discriminantes des six groupes de référence : A – Moyennes et écarts-types des groupes de référence	83
B – Analyse des fonctions discriminantes	83
C – Matrice de corrélation	84
D – Distance de Mahalanobis entre les groupes	84
E – Probabilité de classement	84
Tabl. 6.1 – Les âges du Göllüdağ : données bibliographiques	149
Tabl. 6.2 – Nouvelles dates K/Ar du volcanisme quaternaire de Cappadoce	152 & 153
Tabl. 6.3 – Les âges du complexes d'acigöl : données bibliographiques	156
Tabl. 6.4 – Les téphras rhyolitiques de la séquence lacustre du maar d'Eski Acigöl : A – Moyennes et écarts-types	164
B – Classification des téphras distaux par l'analyse des fonctions discriminantes	164
C – Distance de Mahalanobis et probabilité de classement	164
Tabl. 6.5 – Âges et caractéristiques des téphras T1 à T7 interstratifiés dans la séquence lacustre du maar d'Eski Acigöl	167
Tabl. 7.1 – Téphras et horizons téphriques des trois carottes de la plaine de Çiftlik	178
Tabl. 7.2 – Les téphras interstratifiés dans la sédimentation fluvio-lacustre de la plaine de Çiftlik : 7.2A – Moyennes et écarts-types	181
7.2B – Distance de Mahalanobis et probabilité de classement	181
Tabl. 7.3 – Epaisseur des pyroclastites syn-caldeira : A – Complexe du Göllüdağ	183
B – Complexe d'Acigöl	183
Tabl. 7.4 – Volumes des pyroclastites syn-caldeira, comparés aux volumes effondrés des caldeiras	184
Tabl. 8.1 – Caractéristiques morphométriques des dômes rhyolitiques	211
Tabl. 8.2 – « Taux moyens d'extrusion » de rhyolite dans chacun des complexes et comparaison avec quelques données bibliographiques	213
Tab. 9.1 – Taux d'ablation dans le fond de la caldeira d'Acigöl au Pléistocène supérieur et à l'Holocène	239
Tabl. 9.2 : Artefacts du Paléolithique moyen et supérieur remaniés dans les alluvions des sites 32 et 33 (nord du Göllüdağ)	249
Tabl. 9.3 – Classification par l'analyse des fonctions discriminantes des téphras rhyolitiques retrouvés dans la fouille du « Dere 3 » de Kaletepe : A – Moyennes et écarts-types	253
B – distance de Mahalanobis et probabilité de classement	253
C – Matrice de classification	253

3 – Photographies :

Photo. 4.1 – Retombée et déferlantes du Göllüdağ (TG-5, site 21)	51
Photo. 4.2 – Retombée et coulée à cendres et lapilli ponceux d'Acigöl (TA-3 et TA-4, site 52)	51
Photo. 4.3 – La coupe du site 52 (Acigöl)	54
Photo. 4.4 – Détail de la retombée co-ignimbritique (site 52).	54

Photo. 4.5 – Détail du lag-breccia (site 52)	54
Photo. 4.6 – La nuée ardente au nord-ouest du Hasandağ	56
Photo. 4.7 – Détail de la nuée ardente	56
Photo. 4.8 - Avalanche de débris, au nord du Göllüdağ (site 28)	56
Photo. 4.9 – Le maar d'Eski Acıgöl, caldeira d'Acıgöl (site 73)	58
Photo. 4.10 – Les déferlantes du maar du Güneydağ (caldeira d'Acıgöl, site 72)	58
Photo. 4.11 – Les faciès caractéristiques des ponces	65 & 66
Photo. 7.1 – Les intrusions d'obsidienne de l'Asmadağı Tepe et du Kocadağ et la limite orientale de la caldeira	196
Photo. 7.2 – Intrusion d'obsidienne (détail de la photo. précédente)	196
Photo. 7.3 – Déformation périglaciaire au contact alluvions – déferlantes du Korudağ	196
Photo. 8.2 – Le Göllüdağ et les dômes post-caldeira	208
Photo. 8.3 – Les dômes du Korudağ et du Güneydağ (complexe d'Acıgöl)	208

Table des matières

Sommaire.....	1
Remerciements.....	2
Soutiens institutionnels.....	4
Introduction générale.....	5
1^{ère} Partie : Le volcanisme de Cappadoce	
Introduction de la 1ère Partie.....	9
Chapitre 1 : La province volcanique d'Anatolie centrale.....	13
1.1 – <u>Tectonique des plaques et volcanisme en Anatolie centrale</u>	13
1.1.1 – <u>Les plaques lithosphériques en Méditerranée orientale</u>	13
1.1.2 – <u>Les trois provinces volcaniques d'Anatolie</u>	15
1.1.3 – <u>Origine mixte du volcanisme d'Anatolie centrale</u>	17
1.2 – <u>Le cadre morphotectonique régional</u>	18
1.2.1 – <u>Quatre accidents tectoniques majeurs</u>	18
1.2.2 – <u>Une tectonique active depuis le Néogène</u>	20
<u>Conclusion du chapitre 1er</u>	21
Chapitre 2 : Une région structurée par le volcanisme néogène.....	22
2.1 – <u>Le substrat non volcanique, antérieur au Néogène</u>	22
2.2 – <u>Les stratovolcans andésitiques néogènes</u>	23
2.3 – <u>Les ignimbrites néogènes</u>	25
2.3.1 – <u>La stratigraphie des ignimbrites est maintenant bien établie</u>	27
2.3.2 – <u>L'origine géographique des ignimbrites est encore discutée</u>	27
2.3.3 – <u>La genèse et l'histoire des paysages ignimbritiques de Cappadoce restent à écrire</u>	30
<u>Conclusion du chapitre 2</u>	30
Chapitre 3 : Formes et dynamiques du volcanisme quaternaire de Cappadoce.....	32
3.1 – <u>Les stratovolcans</u>	32
3.1.1 – <u>Le Hasandağ</u>	32
3.1.1.1 – <u>L'édification du volcan</u>	33
3.1.1.2 – <u>Les pyroclastites du nord-est du volcan</u>	33
3.1.1.3 – <u>L'activité basaltique associée</u>	36
3.1.2 – <u>L'Erciyes Dağ</u>	36
3.2 – <u>Les appareils monogéniques</u>	37
3.3 – <u>Les complexes rhyolitiques</u>	38
3.4 – <u>L'activité volcanique préhistorique et historique</u>	39
3.4.1 – <u>Le Hasan Dağ</u>	39
3.4.1.1 – <u>L'activité la plus récente datée par les méthodes radiométriques</u>	39
3.4.1.2 – <u>La fresque de Catal Höyük</u>	40
3.4.1.3 – <u>Problèmes soulevés par l'interprétation de J. Mellaart</u>	42
3.4.2 – <u>L'Erciyes Dağ</u>	42
<u>Conclusion du chapitre 3</u>	43
Conclusion de la 1ère partie.....	45

2^{ème} Partie :
Les produits volcaniques explosifs quaternaires
des complexes rhyolitiques de Cappadoce

Introduction de la 2e partie.....	48
Chapitre 4 : Méthodes d'étude et d'analyse des pyroclastites.....	49
4.1 – <u>Analyses des formations et acquisition des échantillons</u>	49
4.1.1 – <u>Les coupes</u>	49
4.1.1.1 – <u>Les pyroclastites</u>	50
4.1.1.1.1 – <u>Les retombées pliniennes</u>	50
4.1.1.1.2 – <u>Les coulées pyroclastiques à cendres et lapilli ponceux</u>	52
4.1.1.1.3 – <u>Les déferlantes (surges)</u>	53
4.1.1.1.4 – <u>Les nuées ardentes</u>	55
4.1.1.1.5 – <u>Les téphras associés aux extrusions de magma différencié</u>	57
4.1.1.2 – <u>Les épicyclastites</u>	59
4.1.1.2.1 – <u>Les avalanches de débris</u>	59
4.1.1.2.2 – <u>Les lahars</u>	59
4.1.1.3 – <u>Les témoins de l'arrêt du volcanisme : alluvions, colluvions et paléosols</u>	60
4.1.1.4 – <u>Géométrie des dépôts et position morphologique</u>	62
4.1.1.5 – <u>La granulométrie des pyroclastites</u>	64
4.1.1.6 – <u>Les corrélations stratigraphiques</u>	64
4.1.1.6.1 – <u>Différents types de ponces</u>	67
4.1.1.6.2 – <u>Porphyrisme et paragenèse</u>	67
4.1.1.6.3 – <u>Assemblages pétrographiques des lithiques</u>	67
4.1.2 – <u>Les sondages</u>	68
4.1.2.1 – <u>Le prélèvement des carottes</u>	68
4.1.2.2 – <u>La reconnaissance des téphras : en place ou remaniées ?</u>	68
4.2 – <u>Réalisation d'un référentiel régional</u>	70
4.2.1 – <u>Détermination du cortège minéralogique</u>	70
4.2.2 – <u>Analyses géochimiques</u>	71
4.2.2.1 – <u>Les analyses sur « roche totale »</u>	71
4.2.2.2 – <u>Analyses ponctuelles à la microsonde électronique</u>	71
4.2.3 – <u>Caractères pétrographiques généraux des ponces des complexes volcaniques</u>	72
4.2.4 – <u>Normalisation et présentation des résultats analytiques</u>	74
4.2.4.1 – <u>Problèmes de normalisation</u>	74
4.2.4.2 – <u>Présentation des résultats</u>	75
4.2.5 – <u>L'analyse des fonctions discriminantes</u>	77
4.2.5.1 – <u>Le programme DISCRIM</u>	79
4.2.5.2 – <u>Structure des données</u>	81
4.2.5.3 – <u>Détermination des groupes de référence</u>	81
4.2.5.4 – <u>Les fonctions discriminantes fondées sur les 6 groupes de référence</u>	82
4.2.5.5 – <u>Bilan de la méthode de classification par les analyses discriminantes</u>	86
4.3 – <u>MNT et représentation spatiale des données</u>	87
4.3.1 – <u>Les modèles numériques de terrain</u>	88
4.3.1.1 – <u>Réalisation des modèles numériques de terrain</u>	88
4.3.1.1.1 – <u>Choix de la méthode et ajustement de l'interpolation</u>	88
4.3.1.1.2 – <u>Choix de la résolution</u>	88
4.3.1.2 – <u>Utilisation des MNT : les calculs de volumes</u>	92
4.3.2 – <u>Réalisation d'un système d'information géographique (SIG)</u>	92
<u>Conclusions du chapitre 4</u>	94
Chapitre 5 : Les pyroclastites des complexes rhyolitiques.....	96
5.1 – <u>Le complexe du Göllüdağ</u>	96
5.1.1 – <u>L'organisation des paysages</u>	96
5.1.1.1 – <u>Şahinkalesi Tepe et Melendizdağ</u>	99
5.1.1.2 – <u>Les dépressions de Derinkuyu et de Çiftlik</u>	99
5.1.2 – <u>Les trois phases de fonctionnement du complexe</u>	101
5.1.2.1 – <u>Les produits de l'activité anté-caldeira sédimentés dans des formations fluviolacustres</u>	102
5.1.2.2 – <u>L'activité syn-caldeira</u>	106
5.1.2.2.1 – <u>Les écoulements pyroclastiques principaux</u>	106
5.1.2.2.2 – <u>Les retombées pliniennes associées</u>	109

5.1.2.2.3 – <i>Une mise en place extrêmement rapide</i>	111
5.1.2.3 – <i>L'activité post-caldeira</i>	111
5.1.2.3.1 – <i>Au sud du Göllüdağ et vers la plaine de Derinkuyu</i>	111
5.1.2.3.2 – <i>Sur les versants du Melendizdağ, au sud de la plaine de Çiftlik</i>	112
5.1.2.3.3 – <i>Les produits des dômes terminaux</i>	113
5.1.3 – <i>Les produits distaux retrouvés dans le secteur du Göllüdağ</i>	114
5.1.3.1 – <i>Les produits du Hasandağ</i>	114
5.1.3.2 – <i>De rares produits provenant du complexe Acigöl</i>	116
5.2 – <i>Le complexe d'Acigöl</i>	119
5.2.1 – <i>L'organisation des paysages</i>	119
5.2.2 – <i>L'activité préliminaire, très discrète</i>	120
5.2.3 – <i>L'éruption paroxysmique du complexe : une phase syn-caldeira « massive »</i>	123
5.2.3.1 – <i>Les pyroclastites basales (TA-3 & 4)</i>	124
5.2.3.2 – <i>Les pyroclastites intermédiaires (TA-5 à 7)</i>	125
5.2.3.3 – <i>Les pyroclastites sommitales (TA-β8 à TA-12)</i>	125
5.2.3.4 – <i>Les écoulements pyroclastiques (TA-4) recouvrent l'Asmadağı Tepe</i>	126
5.2.3.5 – <i>Continuité de l'accumulation des pyroclastites syn-caldeira</i>	127
5.2.4 – <i>Les pyroclastites des maars et dômes rhyolitiques</i>	129
5.2.4.1 – <i>Susamsivrisi Tepe et Kuzey Tepe : les dômes du nord du complexe</i>	129
5.2.4.2 – <i>Le Kocadağ</i>	132
5.2.4.3 – <i>Le Güneydağ et le maar d'Eski Acigöl</i>	132
5.2.4.4 – <i>Les produits du Kaleci Tepe</i>	134
5.2.4.5 – <i>Les produits du Korudağ fossilisent le « mur » méridional de la caldeira</i>	135
5.2.4.6 – <i>Un téphra rhyolitique distal : la coupe de Kanlıağıl</i>	137
5.2.5 – <i>L'activité basaltique</i>	137
<i>Conclusion du chapitre 5 : Deux complexes rhyolitiques au fonctionnement similaire</i>	138
Chapitre 6 : Géochronologie des complexes rhyolitiques quaternaires de Cappadoce	140
6.1 – <i>Etablissement du cadre chronologique</i>	140
6.1.1 – <i>Chronologie « relative »</i>	141
6.1.2 – <i>Chronologie fondée sur les méthodes isotopiques</i>	141
6.1.2.1 – <i>Les isotopes de l'argon</i>	141
6.1.2.1.1 – <i>Datations potassium - argon</i>	141
6.1.2.1.2 – <i>La méthode argon – argon</i>	142
6.1.2.2 – <i>L'utilisation du carbone 14 et ses limites</i>	144
6.1.2.2.1 – <i>Principes de la technique 14C</i>	144
6.1.2.2.2 – <i>Dilution du 14C d'origine atmosphérique</i>	145
6.1.2.2.3 – <i>En Cappadoce, l'exemple du maar d'Eski Acigöl</i>	145
6.2 – <i>Le Göllüdağ : un complexe rhyolitique pléistocène moyen</i>	148
6.2.1 – <i>L'activité anté-caldeira est postérieure à 1,7 Ma</i>	151
6.2.2 – <i>L'activité syn-caldeira date d'environ 1,4 Ma</i>	151
6.2.3 – <i>L'activité post-caldeira s'étale de 1,1 à 0,4 Ma</i>	151
6.3 – <i>Acigöl : un complexe rhyolitique du Pléistocène supérieur</i>	155
6.3.1 – <i>Travaux antérieurs</i>	155
6.3.2 – <i>Nouvelle chronologie</i>	158
6.3.2.1 – <i>Les obsidiennes de l'Asmadağı Tepe (~ 160 Ka) post-datent l'activité syn-caldeira</i>	158
6.3.2.2 – <i>L'activité basaltique post-caldeira débute vers 150 Ka</i>	159
6.3.2.3 – <i>L'activité rhyolitique post-caldeira débute vers 90 Ka</i>	160
6.3.2.4 – <i>L'extrusion des dômes se poursuit jusqu'au Pléistocène supérieur</i>	160
6.3.2.5 – <i>L'activité post-caldeira est enregistrée au nord-ouest du bassin de Konya</i>	163
6.3.2.6 – <i>L'activité post-caldeira se poursuit jusqu'au début de l'Holocène</i>	163
6.3.2.6.1 – <i>Origine du téphra basaltique T7</i>	165
6.3.2.6.2 – <i>Classification et origine des téphras rhyolitiques</i>	169
<i>Conclusion du chapitre 6 : Nouvelles chronologies des complexes rhyolitiques de Cappadoce</i>	170
Conclusion de la 2e partie :	172

3^{ème} partie :
Impacts du volcanisme sur les paysages quaternaires

Introduction de la 3e partie.....	175
Chapitre 7 : Démantèlement et remblaiement par les activités volcaniques syn-caldeira.....	176
7.1 – <u>Extensions et volumes des pyroclastites.....</u>	176
7.1.1 – <u>Extension des pyroclastites du Göllüdağ.....</u>	176
7.1.1.1 – <u>Extension actuelle des pyroclastites du Göllüdağ.....</u>	176
7.1.1.2 – <u>Les pyroclastites du Göllüdağ et la plaine de Çiftlik.....</u>	177
7.1.1.2.1 – <u>Les produits remaniés dans les cônes alluviaux du sud de la plaine de Çiftlik.....</u>	177
7.1.1.2.2 – <u>Les produits retrouvés dans les sondages de la plaine de Çiftlik.....</u>	179
7.1.1.3 – <u>Les pyroclastites du Göllüdağ et la plaine de Derinkuyu.....</u>	180
7.1.1.4 – <u>Volume des pyroclastites.....</u>	182
7.1.2 – <u>Extension des pyroclastites du complexe d'Acıgöl.....</u>	186
7.1.2.1 – <u>Ré-interprétation des pyroclastites syn-caldeira.....</u>	186
7.1.2.1.1 – <u>Les travaux de Pasquarè (1968) et de Druitt et al. (1995).....</u>	186
7.1.2.1.2 – <u>Nouvelle stratigraphie.....</u>	188
7.1.2.2 – <u>Extension et volume des pyroclastites.....</u>	189
7.2 – <u>Effondrement des parties centrales des complexes.....</u>	191
7.2.1 – <u>Le massif du Göllüdağ.....</u>	191
7.2.1.1 – <u>La limite occidentale de l'effondrement.....</u>	191
7.2.1.2 – <u>La limite méridionale de l'effondrement.....</u>	193
7.2.1.3 – <u>Estimation du rejet de l'effondrement.....</u>	195
7.2.2 – <u>La caldeira d'Acıgöl.....</u>	195
7.2.2.1 – <u>Une morphologie visible au sud et à l'est.....</u>	195
7.2.2.2 – <u>Des limites plus incertaines au nord-ouest.....</u>	199
7.3 – <u>Caldeiras ou effondrements volcano-tectoniques ?.....</u>	199
7.3.1 – <u>La caldeira du Göllüdağ.....</u>	200
7.3.2 – <u>La caldeira d'Acıgöl.....</u>	201
7.3.3 – <u>La reprise de structures néogènes.....</u>	202
<u>Conclusion du chapitre 7 : Les caldeiras du Göllüdağ et d'Acıgöl.....</u>	204
Chapitre 8 : L'activité post-caldeira : des impacts plus modestes.....	206
8.1 – <u>Les appareils monogéniques.....</u>	206
8.1.1 – <u>Distribution et situation des appareils monogéniques.....</u>	206
8.1.1.1 – <u>Les dômes du complexe du Göllüdağ.....</u>	206
8.1.1.2 – <u>Les dômes du complexe d'Acıgöl.....</u>	207
8.1.1.3 – <u>Le volcanisme basaltique.....</u>	209
8.1.1.4 – <u>Caractéristiques géochimiques des appareils monogéniques.....</u>	210
8.1.2 – <u>Volume des dômes et pyroclastites associées.....</u>	210
8.1.2.1 – <u>Caractéristiques morphométriques.....</u>	210
8.1.2.2 – <u>Mesure de « taux moyens d'extrusion » rhyolitique.....</u>	212
8.1.2.3 – <u>Différents types de dômes.....</u>	214
8.2 – <u>Modalités de mise en place des dômes.....</u>	217
8.2.1 – <u>Quatre types d'activités volcaniques successives.....</u>	217
8.2.1.1 – <u>L'exemple du Bozdağ (complexe du Göllüdağ).....</u>	217
8.2.1.2 – <u>Le dôme du Güneydağ et le maar d'Eski Acıgöl.....</u>	219
8.2.1.3 – <u>Un « modèle » d'extrusion centre-anatolien.....</u>	221
8.2.1.4 – <u>Les variantes du « modèle ».....</u>	222
8.2.2 – <u>Des dômes parfois emboîtés.....</u>	224
8.2.2.1 – <u>Les extrusions du Büyük Göllüdağ.....</u>	224
8.2.2.2 – <u>Les extrusions du Kabak Tepe.....</u>	226
8.3 – <u>Gîtologie de l'obsidienne.....</u>	227
8.3.1 – <u>Localisation et mise en place de l'obsidienne dans les complexes rhyolitiques du Göllüdağ et d'Acıgöl.....</u>	227
8.3.2 – <u>Différents faciès d'obsidienne.....</u>	228
8.3.3 – <u>Un modèle conforté par les analyses géochimiques.....</u>	229
<u>Conclusion du chapitre 8 : Les dômes rhyolitiques : modes de mise en place et impacts sur les paysages.....</u>	231

Chapitre 9 : L'évolution des paysages post-volcaniques et les peuplements préhistoriques	233
9.1 – <u>Erosion des édifices volcaniques</u>	233
9.1.1 – <u>L'érosion et sa mesure dans le complexe d'Acigöl</u>	234
9.1.1.1 – <u>Les anciens glaciers aujourd'hui démantelés</u>	234
9.1.1.1.1 – <u>Les indices morphologiques et sédimentologiques au sud de la caldeira</u>	234
9.1.1.1.2 – <u>Les bas de versant à l'est de la caldeira</u>	236
9.1.1.1.3 – <u>Âges des bas de versant et de leur démantèlement</u>	237
9.1.1.2 – <u>Incision linéaire et taux d'ablation</u>	238
9.1.2 – <u>L'évolution morphologique des caldeiras</u>	240
9.1.2.1 – <u>La caldeira du Göllüdağ</u>	241
9.1.2.2 – <u>La caldeira d'Acigöl</u>	241
9.2 – <u>Remblaiement des dépressions</u>	242
9.2.1 – <u>La plaine de Çiftlik</u>	242
9.2.1.1 – <u>Nouvelle interprétation de l'origine de la plaine de Çiftlik</u>	242
9.2.1.2 – <u>Les formations lacustres de la plaine de Çiftlik</u>	244
9.2.1.3 – <u>L'évolution terminale de la plaine de Çiftlik</u>	245
9.2.2 – <u>La plaine de Derinkuyu</u>	245
9.2.2.1 – <u>La désorganisation du drainage de la plaine de Derinkuyu</u>	246
9.2.2.2 – <u>Les dépôts alluviaux de la plaine de Derinkuyu</u>	248
9.3 – <u>Le « Dere 3 » de Kaletepe : ancienneté de l'exploitation des laves du Göllüdağ par l'homme préhistorique</u>	252
9.3.1 – <u>Le contexte morphologique de la fouille du « Dere 3 »</u>	252
9.2.3 – <u>Le cadre téphrochronologique</u>	256
9.3.2.1 – <u>Origine des téphras rhyolitiques (R1 à R5)</u>	258
9.3.2.2 – <u>Origine du téphra supérieur (R6)</u>	258
<u>Conclusion du chapitre 9 : Erosion et accumulation au Pléistocène supérieur</u>	262

Conclusion de la troisième partie **264**

Conclusion générale **266**

Bibliographie :

1 – <u>Ouvrages, thèses et articles</u>	271
2 – <u>Bases de données et cartes consultées</u>	281

Annexes :

Annexe 1 : Les téphras du secteur du Göllüdağ : caractéristiques, origine et chronologie	283
Annexe 2 : Les téphras du secteur d'Acigöl : caractéristiques, origine et chronologie	285
Annexe 3 : Résultats des analyses géochimiques (échantillons proximaux)	287
Annexe 4 : Résultats des analyses géochimiques (échantillons distaux)	290
Annexe 5 : <u>Âge ¹⁴C du paléosol du site 53</u>	293

Table des illustrations :

1 – <u>Figures</u>	294
2 – <u>Tableaux</u>	295
3 – <u>Photographies</u>	296

<u>Table des matières</u>	298
---------------------------------	-----

<u>Abstract</u>	303
-----------------------	-----

Quaternary volcanic complexes of Cappadocia (Göllüdağ and Acıgöl - Turkey) : morphodynamic evolutions and environmental implications

Abstract

Göllüdağ and Acıgöl acidic complexes are located in Cappadocia. For both complexes, three various phases are distinguished: ante-, syn- and post caldera, which morphological and environmental impacts are different. Mineralogical and geochemical analysis of pyroclastites and 22 new K/Ar and Ar/Ar dates allow us to establish a new tephrostratigraphical framework. Activity of the Göllü Dağ and the Acıgöl complexes lasted respectively from Lower Pleistocene until Middle Pleistocene and from Middle Pleistocene to Lower Holocene.

Syn-caldera activity of Göllüdağ (around 1,39 Myrs) and Acıgöl (> 160 Kyr) are responsible of large volume of pyroclastites (ca. 6 km³ for each complex) filling bottom of the calderas and plio-quaternary valleys. Lack of alluviums, colluviums or palaeosol indicates very rapid processes. In the same time, former morphologies are destroyed by calderas collapses. Calderas morphologies are discontinuous : in Göllüdağ complex, collapse structures are partially hidden by posterior volcanism ; in Acıgöl complex, these structures have been partially eroded.

Post-caldera activity lasted about 700 000 years in the Göllüdağ complex (from 1,1 to 0,44 Myrs) and about 80 000 years in Acıgöl (from ca 90 Kyr to ca. 8 000 cal. BP). This activity concerns the extrusion of local rhyolitic domes, in the frame of an original model. Phreatomagmatism activity and construction of a ring tuff around a maar always precede the rhyolitic extrusion. Obsidian ring dykes located around domes are intruded using annular faults limiting the diatrem of the initial maar. A part of the rhyolitic dome may be destroyed by pelean activity.

Abundance of the obsidian has attracted human populations since Palaeolithic and particularly during Neolithic times. "Dere 3" (Göllüdağ) is one of the first Palaeolithic excavations in Central Anatolia. Rhyolitic tephra layers overlay six archaeological levels. Our tephrochronological results have provided an age (> 160 Kyr) for these tephras resulting from Acıgöl syn-caldera activity.

Tephra layers interstratified with alluvial and colluvial Pleistocene formations allow to reconstruct morphological evolution of both complexes. In Acıgöl area, after syn-caldera activity, from ca. 160 Kyr until ca. 30 Kyr, glacis are constructed on caldera slopes. From ca. 30 Kyr to ca. 20 Kyr, these glacis are eroded and the Acısu valley is incised. During Upper Pleistocene, alluvial cones reworking Middle and Upper Palaeolithic artefacts have overlaid slopes of the Göllüdağ massif. According to palaeoenvironmental data from Central Anatolian lakes, such an erosion activity might be linked to either, i) Pleniglacial time (ca. 23-18 000 yrs. BP) or, ii) Pleistocene-Holocene transition (ca. 12 000-10 000 cal. yrs BP).

Key-words : Turkey, Central Anatolian, Cappadocia, Geomorphology, Palaeoenvironment, Quaternary, Rhyolitic complexes, Tephra, Obsidian, Palaeolithic, Caldera, Calco-alkalin volcanism.

Les complexes volcaniques quaternaires de Cappadoce (Göllüdağ et Acıgöl - Turquie) : évolutions morphodynamiques et implications environnementales

Résumé

Localisés en Cappadoce, les complexes volcaniques quaternaires du Göllüdağ et d'Acıgöl ont fonctionné en trois phases anté-, syn- et post-caldeira, aux impacts inégaux sur les morphologies et les environnements. Le complexe du Göllüdağ est un massif culminant à 2172 m. A l'inverse, le complexe d'Acıgöl est une dépression située à environ 1300 m d'altitude, largement ouverte au nord-ouest. L'étude minéralogique et géochimique des pyroclastites nous a permis d'établir un cadre téphrostratigraphique dont la chronologie est assurée par 22 nouvelles dates K/Ar et Ar/Ar. Le Göllüdağ a été actif au Pléistocène moyen et celui d'Acıgöl du Pléistocène supérieur au début de l'Holocène.

Les données présentées permettent de suivre l'évolution rapide de ces deux complexes. Les phases syn-caldeira du Göllüdağ (1,39 Ma) et d'Acıgöl (> 160 Ka) voient l'émission d'importantes pyroclastites (environ 6 km³ pour chacun des complexes) qui remblaient et fossilisent les vallées plio-quaternaires et le fond de chacune des caldeiras. L'absence de formation détritique et de paléosol interstratifiés dans les pyroclastites syn-caldeira illustre la rapidité de ces processus. Parallèlement, l'effondrement des caldeiras est responsable de la destruction des massifs volcaniques antérieurs. Les morphologies associées aux caldeiras sont discontinues. Dans le massif du Göllüdağ, elles sont partiellement masquées par la mise en place postérieure des appareils rhyolitiques ; et dans le complexe d'Acıgöl, elles ont été en partie détruites par l'érosion postérieure.

La phase post-caldeira est beaucoup plus étalée dans le temps que la phase précédente : dans le Göllüdağ, elle dure près de 700 000 ans (de 1,1 Ma à 0,44 Ma) et à Acıgöl près de 80 000 ans (90 Ka à env. 8000 cal. BP). Cette phase post-caldeira est caractérisée par la mise en place d'appareils rhyolitiques associant quatre types d'activité volcanique dans un modèle original. Une activité phréatomagmatique et l'édification d'un anneau de tuf enserrant un maar précédent toujours l'extrusion rhyolitique. Des intrusions d'obsidienne entourent généralement le dôme et utilisent les failles annulaires limitant le diatrème du maar initial. Enfin, une activité peléenne est souvent responsable de la destruction partielle du dôme.

L'abondance de l'obsidienne est à l'origine d'une fréquentation de la région par les hommes préhistoriques dès le Paléolithique et le Néolithique. Le « Dere 3 » (Göllüdağ) constitue l'une des premières fouilles paléolithiques d'Anatolie centrale. Quatre niveaux archéologiques sont situés sous des lits de téphras rhyolitiques. La téphrochronologie que nous avons établie permet de proposer un âge (> 160 Ka) pour ces téphras provenant de l'activité syn-caldeira d'Acıgöl.

L'identification des téphras interstratifiés avec les dépôts détritiques provenant de l'érosion des complexes volcaniques nous a également permis de reconstituer l'évolution morphologique régionale. Dans le complexe d'Acıgöl, une première phase de remblaiement (~160-30 Ka) est marquée par l'édification de glaci-cônes sur les bas de versant de la caldeira. De 30 à 20 Ka environ, l'érosion est ensuite responsable de l'ablation du matériel détritique et pyroclastique, ainsi que de l'incision de la vallée de l'Acısu Dere qui sert d'exutoire au réseau hydrographique de la caldeira. Sur le pourtour du massif du Göllüdağ, des cônes alluviaux remaniant des artefacts du Paléolithique moyen et supérieur sont édifiés au cours du Pléistocène supérieur. D'après les données paléoenvironnementales centre-anatoliennes, deux périodes pourraient être propices à une telle érosion : i) le Pléniglaciaire (~23-18000 BP) et ii) la transition Pléistocène-Holocène (~12000-10000 cal. BP).

Mots-clés : Turquie, Anatolie Centrale, Cappadoce, Géomorphologie, Paléoenvironnement, Quaternaire, Complexes rhyolitiques, Téphra, Obsidienne, Paléolithique, Caldeira, Volcanisme calco-alcalin.