

# Diversité géomorphologique des karsts de montagne du Yunnan

Richard Maire <sup>1</sup> et Zhang Shouyue <sup>2</sup>

**Résumé :** Les karsts du Yunnan présentent un étagement bioclimatique et morphoclimatique complet, sur 5 000 m de dénivellation, l'un des plus remarquables de la planète, depuis les karsts tropicaux de basse et moyenne altitude de la bordure sud-est (*fenglin-plaine à fenglin-ouvala*) jusqu'aux karsts alpins et englacés du district de Lijiang, en passant par les karsts à poljés des plateaux pré-tibétains de Zhongdian. Son centre est occupé par le haut plateau du Yunnan, situé vers 2 000 m d'altitude, avec ses célèbres forêts de pierre comme à Lunan (Shilin). Cette région a subi également une déforestation dramatique au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, entraînant une intense érosion des sols, le décapage de nouvelles forêts de pierre incipientes et le soutirage des altérites dans l'endokarst. Du point de vue géologique, ces karsts font toute partie de la plateforme du Yangtse, l'une des plus vastes régions géotectoniques de Chine, qui s'étend de l'Himalaya à la Mer de Chine.

Les karsts himalayens sont symbolisés par les Yulongxueshan (5 595 m), formés par des marbres du Dévonien recouverts par des glaciers. Ils présentent toutes les caractéristiques des karsts alpins : lapiés nus, dolines-puits, dépressions glacio-karstiques, karsts en roches moutonnées, karsts sous-glaciaires. Cette zone de la bordure de l'Himalaya est marquée par une très forte surrection : encaissement du Jinshajiang sur plus de 3,5 km (canyon d'Hutiaoxia), terrasses fluviales étagées sur plus de 500 m (bassin de Daju) et forte sismicité. Entre Lijiang et Dali s'étend une zone karstique, entre 2 000 et 3 000 m, comprenant des hauts plateaux avec vallées semi-karstiques et poljés étagés ; le soutirage des altérites dans l'endokarst a été réactivé par la déforestation récente. Dans le double triangle du Yangtse, on observe de grands poljés au-dessus de 3 000 m et des vallées perchées avec pertes entre 3 000 et 4 000 m au contact des roches imperméables. Au-dessus de Dali, le massif Cangshan est formé par un karst anticlinal jeune entre 2 500 et 4 000 m dont la couverture de flysch a été décapée au cours du Quaternaire.

Les karsts pré-tibétains de la région de Zhongdian, compris entre 3 200 et 4 900 m, font partie des Indosinides, vaste zone plissée allant du Tibet-Qinghai, Sichuan jusqu'à la frontière vietnamienne.

Ils présentent des poljés d'altitude de grandes dimensions dont le poljé de Napahai (137 km<sup>2</sup>) situé à 3 250 m, avec au nord un drainage souterrain de grande ampleur vers la résurgence de Nixi. Deux sites hydrothermaux remarquables sont présents au sud-est : Shuoduogang lié à une source chaude et Bashuitai lié à une source mésothermale.

Les karsts à forêts de pierre du plateau du Yunnan sont visibles entre Kunming et la frontière du Guizhou. Sous le vocable "forêts de pierre", on distingue deux formes de tailles différentes : les pinacles (*shilin*) pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur et les dents de pierre (*shiya*) de 1 à 2 m de haut. Les dents de pierre, récemment décapées par l'érosion, constituent le stade initial de formation des pinacles. Les forêts de pierre sont polygéniques et offrent une grande complexité puisque les premières morphologies à pinacles datent du Permien avant leur fossilisation par les basaltes de la formation Emeishan. On attribue les pinacles à l'action dominante de la cryptocorrosion sous altérites en milieu drainant ou de battement de nappe, puis à leur retouche en milieu aérien après érosion des sols. Néanmoins l'hypothèse d'une longue phase préparatoire d'altération isovolumétrique (fantômisiation) le long des joints, en milieu non drainant et en période de calme tectonique, doit être envisagée.

Mots-clés : karst, géomorphologie, étagement, climat, glacio-karst, forêt de pierre, Yunnan.

**Abstract: Diversity of mountain karsts in Yunnan.** The karsts of Yunnan represent a complete bioclimatic and morphoclimatic development ranging from < 1 000 to > 5 000 m. It is one of the most remarkable on Earth, from the South-East with the low and middle altitude tropical karsts (*fenglin-plain and fenglin-ouvala*) to the North with the alpine karsts of Lijiang and the pre-tibetan karsts of Zhongdian. Its centre is occupied by the Yunnan plateau, located around an altitude of 2 000 m, with its famous stone forests of Lunan (Shilin). This area also underwent a dramatic deforestation during XX<sup>th</sup> century, involving intense soil erosion, the scouring of the new incipient stone forests and the subsequent weathering of the endokarst. From a geological point of view, these

1. ADES-Dymset, UMR 5185 et GDR 440 du CNRS, Université de Bordeaux 3. <rmaire@ades.cnrs.fr>

2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing.

karsts all belongs to the Yangtse platform, one of the main geotectonic chinese areas, which extends from the Himalayas to the Chinese Sea.

The himalayans karsts are symbolized by Yulongxueshan mountains (5 596 m), formed by Devonian marbles and covered by glaciers. They show all the characteristics of the alpine karsts: naked lapiés, pit-doline, glacio-karstic depressions, "roches moutonnées" and subglacial karsts. This himalayan area is marked by a very strong uplift: the incision of Jinshajiang on 3,5 km deep (Hutiaoxia gorge), fluvial terraces staged on 500 m high (Daju basin) and strong seismicity. Between Lijiang and Dali extends a karstic zone (from 2 000 to 3 000 m) including some high plateaus, with semi-karstic valleys and staged poljes. The alterite erosion into the endokarst was reactivated by the recent deforestation. In the elbow of Yangtse, we can observe large poljes above 3 000 m and some perched valleys with sinkholes between 3 000 and 4 000 m in contact with the impervious rocks. Above Dali, the Cangshan massif is formed by a young anticline karst between 2 500 and 4 000 m whose flysch cover was probably eroded during the Quaternary. The pre-tibetan karsts of Zhongdian area, from 3 200 to 4 900 m, belong to the Indosinides, a vast folded area extending from Tibet-Qinghai and Sichuan to the Vietnamese border. They present large-scale altitude poljes like

the Napahai polje (137 km<sup>2</sup>) located at 3 200 m, with a great underground drainage to the North, towards the resurgence of Nixi (underground way of 15 km). Two remarkable hydrothermal sites are present to the South-East of Zhongdian: Shuoduogang related to a hot spring and Bashuitai related to a mesothermal spring.

The stone forests karsts of the Yunnan plateau are visible between Kunming and the border of Guizhou. Under the term «stone forests», we distinguish the pinnacles (shilin) which reach several tens of meters high (20-30 m). On the contrary, teeth stone (shiya) measures one or two meters high. The teeth stone, recently eroded because of deforestation, constitute the initial stage of the stone forest genesis. The thick red soils come from the chemical weathering of Permian basalts giving the thick argilo-ferruginous alterites accumulated in the sedimentation basins at the end of Cretaceous and Eocene ("Red basins"). The alteration and crypto-karstification of limestones located under this alterite cover was carried out slowly under conditions of weak drainage when the platform was slightly raised. Because of the himalayan uplift, during the Plio-Quaternary times, the stone forest were corroded directly by rainwater after erosion of alterites.

Key-words: karst, geomorphology, stepping, climate, glacio-karst, stone forest, Yunnan.

## 第八章 汇集各种类型的云南喀斯特

云南喀斯特表现出一个及于海拔 4000-5000m 完整的崎岖地形生物气候和形态气候的发育。从东南部峰林溶原及峰林溶洼景观的中、低海拔亚热带喀斯特到丽江地区高山为冰雪侵袭的喀斯特, 以及位于靠近西藏高原前缘中甸的溶盆高原喀斯特, 是地球上最值得注意的区域之一。

中部是云南高原, 居海拔 2000m 左右的以象路南那样的石林而著名。该区在二世纪也经历了一场惹人注目的滥伐森林造成强烈的土壤侵蚀、新的早期石林的冲蚀及内生喀斯特的后生风化。土壤的风化及其对内生喀斯特的影响为近代的滥伐森林而复活。在金沙江大拐弯处, 可以观察到在海拔 3000m 以上巨大的溶盆及海拔 3000 与 4000m 间与非渗透性岩石接触处的具溶斗的一些高位谷地。在大理, 海拔 2500 及 4000m 间形成了年青的背斜喀斯特的苍山地块, 这里复理石盖层于第四纪期间受到强烈地侵蚀。

中甸西藏高原前缘喀斯特区海拔从 3200 至 4900m, 是印支期褶皱带的一部分, 这一巨大的褶皱带从青藏、四川延至越南边界。展现出大规模高海拔的溶盆, 如中甸海拔 3200m 的纳帕海溶盆, 具广阔的地下流域向北排泄于

20km 的尼西出水口。中甸的二个温泉是硕多岗河的天生桥温泉及下给温泉。

云南高原在昆明和贵州边界间的石林喀斯特是显而易见了。石林可分为二种不同的规模: 针状喀斯特(石林)可达数十米高, 石芽则难于超过几米。近代受到强烈侵蚀的石芽构成针状喀斯特形成的初期。源自二叠纪玄武岩分解成厚的红色的土壤形成铁泥质物堆积于白垩一始新世末沉积盆地即红色盆地中。在喜马拉雅期隆起以前地块轻微抬升时期, 于弱排泄条件下位于风化覆盖层下面灰岩的隐伏喀斯特作用缓慢地进行。当今的具大的针状喀斯特的石林因而形成于二个期: 近代局部基准面(第三纪)覆盖下的时期及与喜马拉雅期隆起、谷地切割及第四纪气候变化有关的第四纪出露时期。在《路南石林发育及其演进》(张寿越 1984)一文中对路南石林区域新生代喀斯特发育历史划分为几个阶段。其依据为喀斯特及景观变化, 也包括沉积物的形成及其侵蚀。共划分出: 中渐新世前石芽形成阶段; 中渐新世及上新世剥蚀及红色风化壳形成阶段; 早、中更新世石林形成阶段及晚更新世以来土壤侵蚀石林出露等四个阶段。

# Introduction

Les karsts du Yunnan montrent un étagement bioclimatique et morphoclimatique complet, sur plus de 5 000 m de dénivellation, l'un des plus remarquables de la planète, depuis les karsts tropicaux de basse et moyenne altitude de la bordure sud-est (*fenglin-plaine à fenglin-ouvala*) jusqu'aux karsts englacés du district de Lijiang, en passant par les karsts à poljés des plateaux pré-tibétains de Zhongdian. Au total, un univers karstique situé au nœud de la chaîne himalayenne, des plateaux tibétains et de la plate-forme du Yangtse.

Son centre est caractérisé par un plateau situé vers 2 000 m d'altitude, avec les fameuses forêts de pierre (Lunan-Shilin). Cette région a subi une déforestation généralisée au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, entraînant une intense érosion des sols, le décapage de nouvelles forêts de pierre incipientes et le soutirage des altérites dans l'endokarst. La crise de l'environnement sur ce haut plateau est telle qu'un dicton dit "qu'aucun n'arbre n'est visible sur des milliers de kilomètres" [He Bochuan, 1991].

Du point de vue géologique, ces karsts font tous partie de la plate-forme du Yangtse, l'une des plus vastes régions géotectoniques de Chine, qui s'étend de l'Himalaya à la Mer de Chine. Les karsts de haute montagne de la chaîne Hengduan, de la région de Zhongdian, de Lijiang (Yulongxueshan) et de Dali (Cangshan), font partie de l'unité tectonique la plus soulevée et la plus à l'ouest. A l'est, par contre, les karsts des plateaux du Yunnan et de leurs bordures sont intégrés dans une très vaste unité, moins soulevée, la dépression du Yangtse supérieur [Wang Hongzhen, 1986].

L'exploration géographique des karsts du Yunnan a commencé véritablement avec Xu Xiake au cours de la dynastie Ming. Il pénètre dans la province du Yunnan, à la hauteur du district de Luoping (proche de l'angle sud-ouest du Guizhou), durant l'automne 1638. Mais ce n'est que plusieurs mois après qu'il atteint le nord de la province. Le 24 janvier 1639 (calendrier lunaire), il arrive à Qihe en provenance de Heqing, puis il atteint Lijiang le 25 janvier. Il fait une reconnaissance à l'ouest du bassin de Qihe jusqu'à Jianchuan du 10 au 12 février. Mais il doit renoncer à aller à Zhongdian.

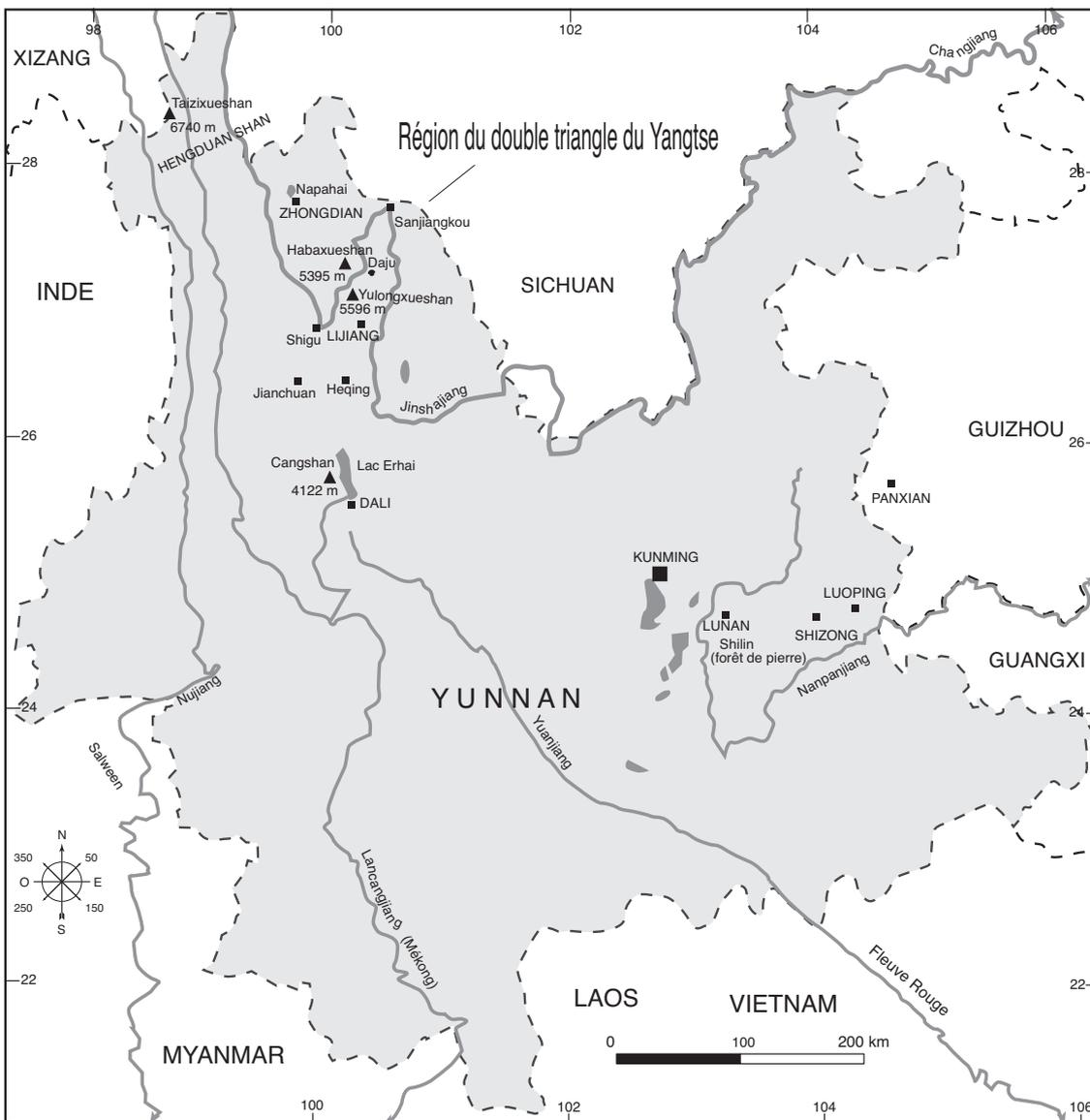


Figure 147 : Localisation des régions étudiées du Yunnan oriental (Shilin) et du Nord-Ouest (Dali, Lijiang, Zhongdian).

Location of the studied areas in Eastern (Shilin) and North-West Yunnan (Dali, Lijiang, Zhongdian).

# I. Les karsts himalayens de la région de Lijiang

Les karsts de type alpin du nord-ouest du Yunnan sont parmi les plus élevés du monde. Ils appartiennent au domaine des cours amont du Yangtse (Jinshajiang), du Mékong (Lancangjiang) et du Salween (Nujiang) dans un ensemble montagneux que l'on peut regrouper sous le vocable de chaîne Hengduan culminant à la frontière Yunnan - Tibet, avec le massif carbonaté du Taizixueshan, (6 740 m). Un peu plus au sud, les hautes montagnes carbonatées et karstiques de la région de Lijiang, font partie des premières hautes chaînes de l'orogénèse himalayenne qui culminent à 5 596 m dans les Yulongxueshan et à 5 395 m dans les Habaxueshan. Le karst alpin des Yulongxueshan a été reconnu de même que les hauts plateaux environnants à poljés étagés.

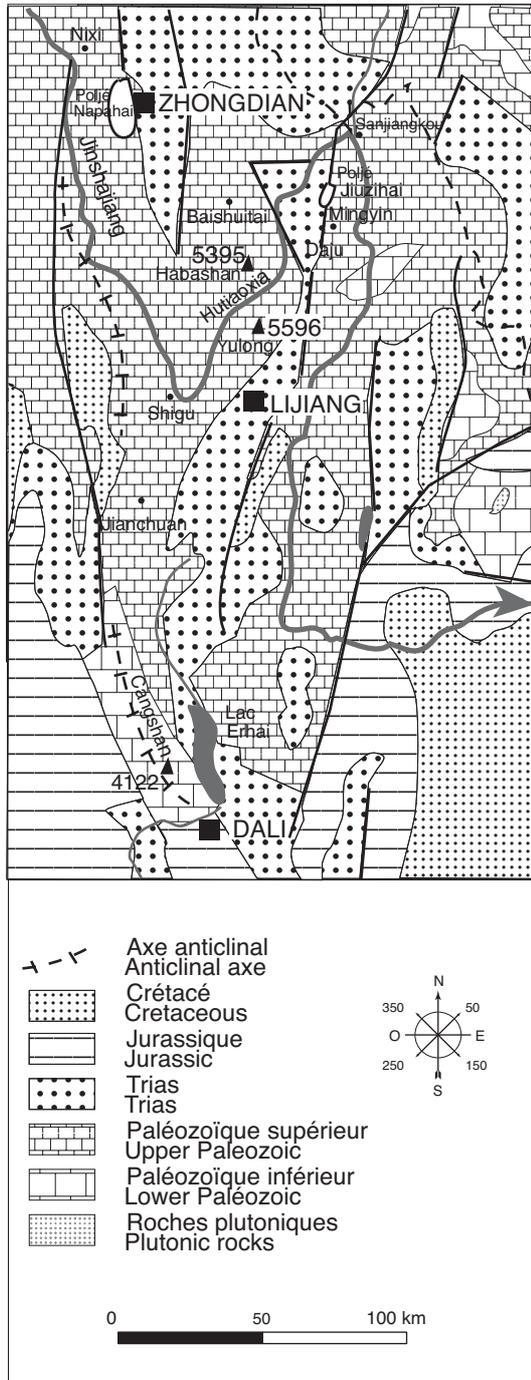
## A. Contexte géologique et géomorphologique de la chaîne Hengduan

### 1. Contexte géologique

Cette zone fortement plissée du Yunnan septentrional fait partie de la bordure sud-est du plateau du Qinghai-Xizang (ou Qinghai-Tibet) connu sous le nom de "Toit du Monde" et formant la troisième marche topographique de Chine. La puissance du plissement de l'ensemble des chaînes Hengduan, qui se poursuit à l'est, au Sichuan (Gonggashan, 7 556 m), est issu directement de la collision de la plaque indienne contre la plaque asiatique à la hauteur du bloc stable de la plate-forme du Yangtse, notamment au cours du Cénozoïque.

En réalité, l'histoire tectonique est complexe. La série paléozoïque et triasique a été soumise, dès la fin du Trias, aux mouvements des Indosinides, provoquant déjà un puissant plissement, du métamorphisme et des intrusions magmatiques comme le batholite granitique du Gonggashan. Puis avec les phases tectoniques de Yanshan, allant du Jurassique à l'Eocène, d'importantes formations détritiques rouges se déposent dans les bassins d'effondrement intramontagnards, y compris dans l'immense bassin rouge du Sichuan situé plus à l'est.

L'énergie remarquable du relief actuel, avec des dénivelés relatifs de 3 000 à 4 700 m dans le Yunnan septentrional, est en liaison directe avec la tectonique himalayenne qui a débuté au cours du Tertiaire (Oligocène-Miocène) et se poursuit au Plio-Quaternaire et aujourd'hui comme l'attestent les secousses sismiques violentes, les spectaculaires terrasses fluviales étagées du Yangtse, les incisions colossales et la vigueur de l'érosion.



De 1924 à 1948, le botaniste américain amateur J. Rock accomplit, dans des conditions difficiles, un exceptionnel travail à la fois d'exploration géographique, d'étude de l'écriture Naxi (Dongba) et de conservation des archives du peuple Naxi. Dans son ouvrage *Ancient Naxi Kingdom of Southwest China*, publié en 1947, il décrit avec précision le milieu physique et les hommes.

Il mentionne aussi qu'il n'est pas le premier occidental à venir étudier cette région reculée. Il signale ainsi les apports du missionnaire hollandais J. Kok et du professeur autrichien Handel-Mazzetti. Ces derniers semblent être les premiers étrangers à avoir décrit l'immense gorge d'Hutiaoxia et le site des travertins de Baishuitai situé au sud-ouest de Zhongdian.

Figure 148 : Carte géologique simplifiée des régions calcaires étudiées du Yunnan du Nord-Ouest (Dali, Lijiang, Zhongdian).

d'après la carte géologique de Chine au 1/4 000 000

Simplified geological map of carbonated areas of Dali, Lijiang and Zhongdian (North-West Yunnan).

after the geologic map of China 1/4 000 000

## 2. Contexte climatique et karstique

Située plus au sud, au niveau du double triangle de Jinshajiang, la région de Lijiang bénéficie d'un climat peu humide avec des précipitations de 894 à 927 mm/an dans les bassins intramontagnards vers 2 000-2 400 m d'altitude. Mais entre 4 000 et 5 600 m, les précipitations se situent entre 1 000 et 2 000 mm/an. La saison des pluies s'étend de mai à octobre et regroupe 80 % du total annuel. La température moyenne annuelle est de 12,9 à 13,5°C vers 2 000 - 2 400 m. Localisés en zone subtropicale à 27°N, les glaciers des Yulong sont ainsi les plus bas de Chine en latitude. Pour cette zone, on dispose actuellement de la carte hydrogéologique de la feuille de Lijiang (1/200 000) publiée en 1979 par le Bureau Géologique du Yunnan et qui présente de multiples données sur le karst.

Les karsts "alpins" de Chine occupent plus de 450 000 km<sup>2</sup>, sur les vastes plateaux calcaires du Tibet entre 4 000 et 5 000 m d'altitude ; mais ils sont situés dans un contexte aride à semi-aride, avec une morphologie karstique souvent peu spectaculaire : dents de pierre, petites grottes, rares dolines de dissolution, sources, tufs. Ce sont des karsts alpins de plateau, en domaine semi-aride froid, d'âge principalement quaternaire [Daoxian *et al.*, 1991].

Les karsts alpins situés plus au sud et au sud-est, dans le Yunnan et le Sichuan, sont presque inconnus et non mentionnés dans la littérature. Ils se développent dans un contexte humide en raison de la remontée de la mousson. Certains occupent des zones de plateaux entre 3 000 et 5 000 m et présentent des poljés d'altitude remarquables, parmi les plus grands connus en milieu alpin et subalpin ; d'autres sont situés dans des chaînes escarpées aux reliefs typiquement alpins. C'est le cas des karsts d'altitude des Habaxueshan (5 395 m) et Yulongxueshan (5 596 m) au nord de Lijiang et ceux de la bordure nord de la plate-forme du Yangtse, dans le Sichuan du Nord (Huang Long, Jiuzhaigou).

Situés entre 3 500 m et plus de 5 000 m, les hauts karsts de la région de Lijiang présentent toutes les caractéristiques des karsts supraforestiers : lapiés, dolines-puits, dépressions glacio-karstiques, karsts en roches moutonnées, karsts sous-glaciaires, etc. Désormais ce patrimoine karstologique de haute montagne exceptionnel, l'un des plus hauts du monde, doit être intégré dans la palette des karsts de Chine. Nous allons en donner un premier aperçu.

## B. Rivières, canyons et tectonique de surrection

### 1. L'orientation des rivières

Sur les trois grandes rivières orientées nord-sud qui descendent du Tibet, deux se dirigent au sud : le Mékong (ou Lancangjiang) vers la mer de Chine du Sud et la Salween vers la mer des Andaman. Ces



deux fleuves sont adaptés à la structure du plissement d'orientation méridienne. La troisième rivière, le Jinshajiang (haut Yangtse), présente également un tracé orienté nord / sud. Mais à partir de la latitude 27°N (Lijiang), il présente deux boucles remarquables, formant un "S" couché. La déviation brutale du cours du fleuve à 150° à la hauteur de Shigu passe d'une orientation nord / sud à sud-ouest / nord-est, puis repasse à une orientation nord / sud au niveau de Sanjiangkou. Elle permet ainsi le franchissement en cluse des chaînes sédimentaires d'orientation méridienne.

La formation d'un tel canyon est liée à un phénomène d'antécédence majeur en relation directe avec la surrection himalayenne récente, probablement au cours du Plio-Quaternaire. Nous n'avons pas de preuve d'un processus de capture.

L'hypothèse d'un paléocours du Changjiang vers la mer de Chine du Sud a été émise par des géographes chinois, mais elle n'est pas prouvée. L'un des arguments est la paléovallée karstifiée située au sud de Shigu dans le prolongement du haut cours du Jinshajiang et passant par le bassin de Jianchuan. Cette vallée karstifiée est drainée plus en aval par le cours du Yuanjiang qui rejoint Hanoï. Aucun sédiment corrélatif n'a été signalé. La genèse de cette morphologie majeure demeure encore une énigme.

Photo 311 : Le canyon géant du Saut du Tigre (Hutiaoxia) est emprunté par le Haut Yangtse ou Jinshajiang. Il entaille les montagnes de marbres dévoniens du Yulongxueshan (5 596 m) et de l'Habaxueshan (5 395 m) sur plus de 3,5 km de profondeur. Le débit des crues peut dépasser 5 000 voire 10 000 m<sup>3</sup>/s (août 1998).

*The Jinshajiang (High Yangtse) goes up the giant canyon of Hutiaoxia (Tiger Leaping gorges), more than 3,5 km deep, between the Devonian marble mountains of Yulongxueshan (5 596 m) and Habaxueshan (5 395 m). The discharge in high waters is 5 000 to 10 000 m<sup>3</sup>/s (flood of august 1998).*

Photo R. Maire 1998

## 2. Le canyon d'Hutiaoxia

La gigantesque gorge d'Hutiaoxia, empruntée par le cours du Jinshajiang (Haut Yangtse), constitue la gorge la plus profonde actuellement connue dans le monde en terrain carbonaté avec une dénivellation totale de 3 600 à 3 900 m. Sur 17 km, elle traverse les marbres paléozoïques entre l'Habaxueshan (5 395 m) en rive gauche et le Yulongxueshan (5 596 m) en rive droite.

Le canyon mesure une centaine de mètres de large en moyenne, mais se rétrécit à 30-40 m dans sa partie la plus étroite appelée justement Hutiaoxia, c'est-à-dire le Saut du Tigre. Le débit peut dépasser 5 000 à 10 000 m<sup>3</sup>/s en forte crue. On observe une dénivellation de 213 m sur une distance de 20 km (1 800 à 1 587 m), soit une pente moyenne de 10,6 %. Les rapides sont nombreux et redoutables. Une descente en raft a été réussie par une équipe chinoise, mais deux équipiers ont été noyés.

Un profil géotechnique a été effectué sur la rive droite sous la forme d'un chemin taillé dans la paroi à plus de 250 m au-dessus du cours de la rivière. Cette partie du profil en long est la plus pentue, mais elle demeure forte pour l'ensemble du triangle du Yangtse puisque le fleuve perd 565 m d'altitude entre Shigu et Zili, sur une distance de 220 km, soit une pente de 2,6 %.

## 3. Les terrasses fluviales étagées de Daju

A la sortie du canyon d'Hutiaoxia se situe le petit bassin de Daju. En raison de cet élargissement naturel creusé dans le flyschs et les calcaires du Trias, le Jianshajiang a déposé des terrasses fluviales importantes. On observe six terrasses étagées entre le talweg actuel (1 600 m) et le ni-

veau 6 (2 200 m environ) (photo 312). Cet étagement sur 500 m de dénivellation marque la dernière grande phase de surrection, très récente à l'échelle géologique en raison de la fraîcheur des terrasses : elles sont d'âge quaternaire probable. On observe le même étagement des terrasses dans la petite vallée affluente de rive droite qui longe la chaîne Yulong juste à l'ouest de Daju en direction de la grotte des Hirondelles (chap. 6, p 255).

## 4. Activité sismique et impacts géomorphologiques

La région de Lijiang est très active car elle est centrée sur un ensemble montagneux en forte surrection, le massif Habaxueshan / Yulongxueshan coupé en deux par le canyon géant d'Hutiaoxia localisé sur une grande faille active. Ainsi le séisme de Lijiang du 2 février 1996 a atteint une magnitude de 7,1 sur l'échelle de Richter. L'épicentre se situait précisément au niveau du canyon d'Hutiaoxia, pratiquement au niveau du Saut du Tigre. La secousse principale, d'une durée de six secondes, a produit des dégâts importants dans la ville de Lijiang et tué des centaines de personnes. Les effets du séisme ont été de plusieurs types sur l'environnement :

- **Les effets précurseurs sur le karst.** Quelques kilomètres à l'ouest de Lijiang, dans le poljé de Lashi, le ponor situé à 2 450 m d'altitude a émis un courant d'air soufflant important très peu de temps avant le tremblement de terre, de l'ordre de quelques minutes voire moins (comm. orale des paysans locaux). Ce témoignage fort intéressant indique que le karst souterrain est capable de transmettre des signaux sismiques précurseurs par déplacement d'air consécutif aux premières ondes affectant les systèmes karstiques.

Photo 312 : Les terrasses fluviales étagées de Daju sont situées au débouché de la gorge du Saut du Tigre. On observe cinq niveaux sur une dénivellation de 500 m correspondant à la surrection quaternaire récente de l'Himalaya.



*The stepped fluvial terraces of Daju are situated at the opening of the Tiger Leaping Gorge. There are five levels on 500 m high related to the strong himalayan uplift during Quaternary.*

Photo R. Maire 1998

Photo 313 : L'écroulement sismique retardé du 28/08/96, six mois après le séisme de Lijiang (magnitude 7,1), a affecté l'escarpement de calcaire carbonifère situé à la sortie des gorges.

*The delayed-seismic landslide of Daju (28/08/96), six months after the Lijiang earthquake (magnitude 7.1), occurred at the opening of the Tiger Leaping Gorge in the Carboniferous limestones.*



Photo R. Maire 1998

## Impact morphologique des séismes dans la région de Lijiang

*Morphological impact of earthquakes in Lijiang area*

Photo 314 : Cet écoulement a provoqué le barrage complet du talweg du Jinshajiang pendant 40 minutes.  
*This landslide provoked the complete barrier of the Jinshajiang during forty minutes.*  
photo R. Maire 1998



Photo 315 : Lié aussi au séisme de Lijiang du 2/02/96, ce type d'écroulement au nord de Lijiang a affecté l'ensemble de la chaîne Yulong et des montagnes environnantes.

*This kind of seismic landslide, North of Lijiang, is directly related to the Lijiang earthquake (2/02/96).*

Photo R. Maire 1997

- **Les impacts immédiats.** Les effets directs, de nature gravitaire, ont été nombreux sur les versants escarpés des Yulongxueshan et des massifs limitrophes (photo 315). Les plus spectaculaires sont les éboulements d'escarpements dont les traces sont encore visibles dans le paysage cinq ans plus tard sous la forme de traînées et couloirs de blocailles et de cônes d'éboulis nouveaux ou réalimentés brutalement. Les couvertures d'altérites et les terrains meubles ont été affectés par des glissements en masse. Des ouvertures et fissures, parfois de plusieurs mètres, sont apparus, soit dans la masse des altérites et des flyschs du Trias, soit au contact du calcaire et des altérites. Le régime des sources a été momentanément modifié.

- **Un impact retardé, le barrage inopiné du Jinshajiang.** Le 28 août 1996, six mois après le séisme, un éroulement massif dû à la déstabilisation sismique, a affecté le versant situé sur la rive gauche du Yangtse, à l'entrée du bassin de Daju (photos 313, 314). Celui-ci a barré complètement le cours du fleuve pendant 40 minutes provoquant ainsi son assèchement quasi complet en aval. Puis le barrage naturel a cédé sans entraîner de pertes humaines car la vallée, très encaissée, est inhabitée sur plus de 100 km. Un phénomène identique s'est produit il y a 30 ou 40 ans, mais son origine n'était pas sismique.

## C. Le karst alpin et englacé des Yulongxueshan

Le massif des Yulong représente actuellement le meilleur exemple connu de karst nival et de glacio-karst de la chaîne himalayenne, situé sous climat subtropical de mousson. Ces hautes montagnes de marbres culminent à 5 595 m (Dragon de Jade) immédiatement au nord de la ville de Lijiang dans le second triangle du Yangtse (chap. 6). L'état de la karstification de la haute chaîne Yulong pose le problème général de la karstification dans un

massif partiellement englacé, situé sur la bordure himalayenne externe du Yunnan. En outre, l'encaissement du haut cours du Changjiang, les terrasses fluviales étagées et le contexte sismique très actif posent le problème d'une évolution géomorphologique accélérée, contrôlée par une surrection et une activité tectonique intense néogène à quaternaire.

## 1. Contexte géologique et tectonique

Cette chaîne orientée NNW-SSE, fait partie d'une unité géotectonique active, préhimalayenne, dénommée dôme de Xikham-Yunnan, appartenant à l'extrémité occidentale la plus soulevée de la plate-forme du Yangtse. La carte géologique montre l'existence d'un dôme anticlinal à cœur de marbres du Dévonien très fortement soulevé puisque les affleurements disparaissent au nord et au sud sous les terrains du Trias imperméable (flyschs). Il s'agit d'une sorte de horst constitué essentiellement de roches carbonatées du Paléozoïque supérieur, soulevé ici de plus de 5 km. La litho-stratigraphie régionale révèle de la base au sommet (chap. 6, fig. 133) :

- Dévonien (D2-D3), marbres ;
- Carbonifère (C), marbres, schistes micacés ;
- Permien (P1, P2ch), roches carbonatées ;
- Permien supérieur (P2β, P2h), basaltes ;
- Trias (T1 à T3), flyschs, roches non carbonatées ;
- Trias moyen et supérieur (T2 à T3), calcaires et dolomies ;
- Eocène (E), roches détritiques ;
- Pléistocène (Q), alluvions, moraines.

Les bordures du massif montrent les couches inclinées à plus de 45-50° du Carbonifère et du Permien, notamment à la sortie des gorges d'Hutiaoxia, en rive gauche, sur les contreforts de l'Habaxueshan. Sur le flanc ouest, 20 km au sud de Daju, on observe bien le contact entre les terrains du Paléozoïque supérieur (Dévonien, Carbonifère, Permien) et les flysch du Trias dont le pendage atteint 45° environ. Cette bordure orientale est également longée par un grand accident nord-sud, de type faille normale, en relation avec l'intense surrection, qui le sépare au nord-est et à l'est du synclinorium de Jiuzihai.

La bordure ouest des Yulong est marquée par un grand accident de direction N310° à N350° et il est bordé par le synclinorium de l'Habaxueshan. Ce dernier est formé par des terrains paléozoïques, triasiques et tertiaires découpés par des failles transversales de direction N020°. Des basaltes permien sont présents au sud de la chaîne Yulong.

## 2. Les glaciers et les moraines

Il s'agit essentiellement de glaciers de cirque localisés entre 4 300 / 4 500 m et plus de 5 000 m sur les versants est et sud-est, c'est-à-dire sur la

Photo 316 : Bordure du glacier oriental de la pyramide sommitale des Yulongxueshan vers 4 600 m d'altitude. Ces glaciers recouvrent un plancher carbonaté karstifié (marbres du Dévonien et calcaires du Carbonifère).

*Edge of the eastern glacier of Yulongxueshan pyramid near 4 600 m. These glaciers cover a karstified carbonated floor (Devonian marbles and Carboniferous limestones).*

Photo R. Maire 1998



façade exposée directement aux flux humides de la mousson d'été. Quelques langues débordent des cirques supérieurs en donnant des zones de séracs suspendus au-dessus des verrous-barres. Lors de la dernière phase glaciaire (stade isotopique 2), l'appareil le plus imposant mesurait plus de 12 km de long. Il se développait sur le versant sud-est du Dragon de Jade ; la langue frontale a laissé un imposant vallum morainique, haut de plus de 200 m, qui barre la haute vallée de Lijiang vers 2 800-3 000 m, avant la station de la Fleur des Neiges. La moraine est formée par des blocs de marbre de 0,2 à 1 m de large en moyenne, dans une matrice sablo-graveleuse essentiellement carbonatée. Les trois glaciers du cirque d'alimentation actuel présentent des écoulements formant un important torrent dont les eaux, en période d'étiage et de moyennes eaux, s'infiltrent dans les moraines de fond, puis dans le plancher karstifié, de sorte que toute la vallée située entre la moraine frontale et Lijiang est sèche, mais elle fonctionne occasionnellement lors des grandes crues.

Le canyon sec de Lomelo, situé au sud-est de la station, correspond à un ancien chenal creusé par les eaux de fonte glaciaire dans les calcaires du Trias. Des tronçons de grottes-tunnels, comme la grotte Eglantine et la traversée sous Lomelo, ont été creusés ou reprises par les eaux de fonte glaciaire (chap. 6, p 257).

### 3. Effets des pluies de mousson en haute montagne

En raison des fortes précipitations qui affectent la haute chaîne Yulong durant la saison des pluies (importante nébulosité) et de la haute altitude de l'isotherme 0°C (vers 4 400 m), on observe des averses de pluie tombant jusqu'à 4 500 m - 5 000 m d'altitude en été. On distingue deux types de phénomènes.

**- Les chenaux et couloirs de crues de paroi.** Ces talwegs très inclinés, à flanc de paroi de marbre, ont été creusés par le processus original de crues de paroi, phénomène spectaculaire que nous avons pu observer le 31/07/98 (photo 317). Pendant et après une forte averse qui a balayé la paroi orientale, haute de plus de 1 000 m (3 500 à plus de 4 800 m), des cascades et des torrents se sont formés en quelques dizaines de minutes en progressant à la manière d'un oued en crue. La dynamique de l'écoulement s'effectue de la manière suivante :

- intense ruissellement sur la paroi supérieure très inclinée dans des rigoles (lapiés de paroi) ;
- concentration dans un chenal plus important se transformant en gros chenal en U de plusieurs mètres de large sur 2 à 4 m de profondeur, dans les portions inclinées entre 45 et 65°, en alternance avec des cascades verticales ;
- arrivée en base de paroi sur un cône de déjections



et écoulement du torrent à travers les blocs jusqu'au torrent glaciaire principal.

**- Les crues de torrents glaciaires.** Elles peuvent atteindre des débits considérables, de plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>/s à la fonte des neiges et/ou lors de fortes pluies en altitude. Le lit temporaire de la grande vallée glaciaire sud-est du Dragon de Jade est alors emprunté par un torrent dont les eaux parviennent jusqu'à Lijiang. Dans le passé, pendant des grandes crues glaciaires de la fin du stade isotopique 2 (dernière glaciation), ces crues sont à l'origine de l'immense glaciaire d'accumulation d'alluvions fluvio-glaciaires, de moins de 10° de pente, localisé au sud entre le vallum morainique et la ville de Lijiang. Le chimisme des eaux glaciaires, après un parcours de quelques km, est de l'ordre de 90 mg/l de CaCO<sub>3</sub> (C = 95 µS/cm), cas du torrent descendant du cirque est (téléphérique).

Photo 317 : Crue de paroi spectaculaire localisée sur le flanc oriental de la chaîne Yulong entre 3 000 et 4 000 m d'altitude (mousson juillet 1998).

*Dramatic monsoon flood on the eastern flank of Yulong Range between 3 000 and 4 000 m (July 1998).*

Photo R. Maire 1998

## Le karst himalayen des Yulongxueshan dans les marbres dévoniens *The himalayan karst of Yulongxueshan in Devonian marbles* (Photos R. Maire 1998)

Photo 318 : Rigoles de paroi (*Rinnenkarren*) formées par les eaux de pluie et de fonte de neige vers 4 600 m.

*Wall solution runnels formed by raining waters near 4 600 m.*



Photo 319 (droite) : Lapiés de diaclases (*Kluftkarren*) et puits à neige vers 4 550 m.

*Joint grikes and snow pit near 4550 m.*

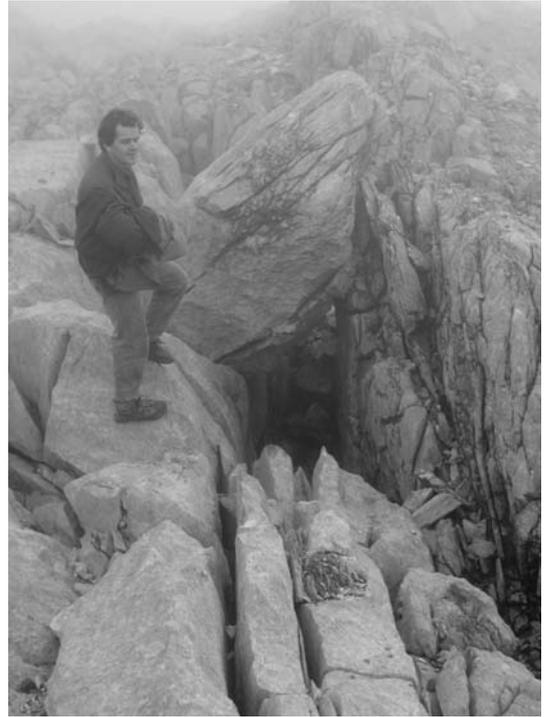


Photo 320 : Cannelures de dissolution (*Rillenkarren*) liées aux eaux de pluie vers 4 600 m.

*Solution flutes (*Rillenkarren*) due to rainwater near 4 600 m.*

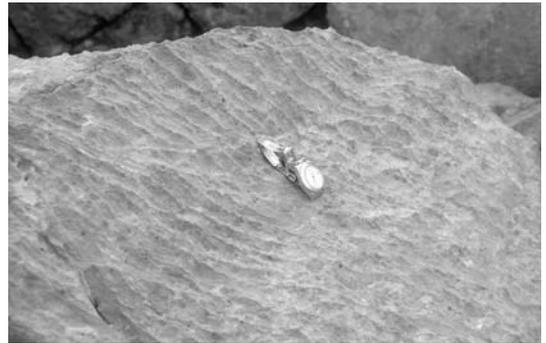


Photo 322 : Cirque glacio-karstique situé dans les marbres dévoniens entre 4 500 et 4 800 m

*Glacio-karstic cirque located in the Devonian marbles between 4 500 and 4 800 m.*



Photo 321 : Cannelure de paroi associée à des rides pariétales d'écoulement laminaire.

*Solution runnel on little wall associated with solution ripples due to laminar flow.*



#### 4. Le glacio-karst sommital

Ouvert au printemps 1997, le téléphérique des Yulong permet d'atteindre directement le karst en roches moutonnées et les lapiés de haute altitude. Sur le versant est du Dragon de Jade, nous avons pu observer l'étagement des phénomènes karstiques suivant :

- résurgences perchées vers 3 500 - 3 800 m ;
- conduite forcée inactive (porche) en paroi vers 4 000 m ;
- lapiés de diaclases partiellement recouverts par la pelouse, entre 4 100 et 4 300 m ;
- surfaces calcaires dénudées à puits à neige, dolines rocheuses, fractures et diaclases élargies, accompagnées de lapiés de ruissellement assez peu développés (*rillenkarren*, *rinnenkarren*), entre 4 400 et 4 700 m ;
- surfaces en roches moutonnées plus ou moins encombrées de matériel morainique, entre les moraines historiques et le front du glacier, localement entre 4 500 et 4 800 m ;
- pertes de front glaciaire, dans les calcaires et marbres fracturés et karstifiés ;
- karst sous-glaciaire fonctionnel, sous les glaciers de cirque supérieurs, entre 4 500 et plus de 5 000 m ;
- parois sommitales affectées surtout par la gélifraction et les chutes de pierres, au-dessus de 5 000 m.

Ce type d'étagement s'apparente à ce que l'on connaît dans les karsts haut-alpins classiques.

#### 5. Les cavités d'altitude et leur signification

À l'extrémité nord de la chaîne Yulong, une incursion en altitude a permis d'explorer la grotte des Hironnelles (chap. 6, fig. 137), vers 3 200 m d'altitude. Cette cavité "fossile" s'ouvre dans le quart inférieur d'une grande paroi de marbre appelé le 13<sup>ème</sup> Pic. Il s'agit d'un ancien drain développé dans le pendage, incliné entre 35 et 40° vers l'est. Elle débute par un ressaut de 11 m, puis par un plan incliné encombré d'éboulis. Vers le sommet du conduit, à la cote + 70 m, on observe sur la voûte les indices d'un ancien écoulement noyé. On est en présence d'une ancienne grotte-émergence qui devait fonctionner en régime noyé à partir de pertes supérieures. Plus haut, au-dessus de 4 000 m, les quelques puits à neige pincents vers 10 m de profondeur sur des éboulis et de petites accumulations de neige.

#### D. Les karsts d'altitude à poljés étagés du deuxième triangle du Yangtse

Plusieurs secteurs karstiques remarquables de moyenne-haute altitude sont étudiés brièvement :

- les poljés étagés de la zone synclinale de Taian (sud-ouest de Lijiang) ;



Photo 323 : La perte principale du poljé de Lashi, 5 km à l'ouest de Lijiang, s'enneie en hautes eaux. Cette cavité a émis une ventilation soufflante juste avant le séisme du 2/02/96.

*The main sinkhole of Lashi polje, west of Lijiang, is full of water during high waters. The cave have exhaled a strong wind just before the last big earthquake (2/02/96).*

Photo R. Maire 1998

- les bassins de Lijiang et Qihe, le bassin de Jianchuan ;
- les reliefs à l'est et au nord-est de la chaîne Yulongxueshan.

#### 1. Les poljés étagés de la zone synclinale de Taian (2 450 - 2 900 m)

Entre Lijiang et la grande vallée sèche nord-sud allant vers Dali (bassin de Jianchuan) s'étend une zone karstique synclinale façonnée dans les calcaires du Trias et culminant vers 3 000 m. Ce haut plateau étagé, appelée zone de Taian, montre une panoplie remarquable de morphologies karstiques, dont certaines ont été violemment réactivées par les phases de déforestation au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. Selon un transect NE-SW, on observe une succession de morphologies de première grandeur entre

Photo 324 : La bordure ouest du poljé de Lashi est caractérisé par un ancien plancher situé à + 30 m.

*The western edge of Lashi polje with a flood lake in the red alterites (august 1998) is characterized by an old floor located at + 30 m.*

Photo R. Maire 1998



2 450 et 2 900 m : le poljé de Lashi, le poljé fossile de Taian et la haute surface.

### a. Le poljé actif de Lashi (2 460 m)

Celui-ci est situé au nord-est, plus de 200 m en contrebas du paléopoljé de 2 700 m. De forme elliptique (6 x 4 km), il présente un lac permanent dans la partie nord alimenté par deux cours d'eau (photo 323). Ce vaste poljé a été drainé afin d'utiliser ses potentialités agricoles : maïs, tournesol, soja, haricot, pomme de terre et pommier. Le lac résulte d'un barrage artificiel, mais les ponors, localisés sur la bordure ouest, sont ennoyés un mois par an pendant les fortes pluies. On observe sur la bordure ouest un niveau de corrosion très net vers 2 480 m correspondant à un ancien plancher du poljé actuellement suspendu à + 30 m, recouvert par des altérites rouges épaisses et présentant une série de dolines-lacs (photo 324). Sur les pentes ouest, une succession de *bad-lands* (ravins) dus à la déforestation, a provoqué une forte érosion, parfois sur plus de 20 m de profondeur et mettant à jour la surface crypto-lapiézée sous-jacente formée par des calcaires noirs micritiques à pendage de 45° N. Ces altérites épaisses sont accompagnées par d'anciennes alluvions et éléments divers : galets de rhyolite de 8 cm ( $\pm$  altérés), galets de quartz de 2 cm, fragments de grès, cuirasse, etc. Au sud-ouest, le poljé est raccordé à une large vallée à fond plat inclinée à 10-12°.

Des roches volcaniques du Permien (basaltes, rhyolites) affleurent entre les calcaires dévoniens à l'ouest et les marbres dévoniens de la haute chaîne Yulongxueshan à l'est. Ces roches éruptives, apparemment sous-marines, sont en liaison avec le volcanisme basique (et des intrusions) qui se sont produits à cette période dans l'ensemble du Dôme de Xikham-Yunnan, en relation avec l'orogénèse des Indosinides au Permo-Trias [Wang Hongzhen, 1986]. La proximité de ces terrains volcaniques et l'épaisseur importante des altérites rouges suggèrent une origine proche, à savoir l'altération des roches volcaniques et leur épannage, en relation avec la surrection. L'examen de la fraction sableuse des altérites confirme cette première hypothèse.

### b. Le paléopoljé de Taian (2 700 m)

On observe un premier niveau emboîté à crypto-dolines vers 2 700 m ; l'érosion des sols et l'intense soutirage laissent apparaître la roche sous-jacente. Un réseau de ravins remonte dans les champs cultivés (pommes de terre). En fait, ce niveau irrégulier de 2 700 m forme un vaste bassin en grande partie fermé, de 5 km de diamètre, concave vers le nord et présentant un relief résiduel (hum) dans la moitié nord. Il a les caractéristiques morphologiques d'un paléopoljé dont le plancher ondulé, rongé par des forêts de pierre enterrées, continue d'évoluer sous la compresse acide des altérites.

Une crypto-doline typique ouverte par l'érosion, de 40 m de diamètre sur 10 m de profondeur, montre :

- 1) un ou plusieurs ravins d'alimentation de 50 à plusieurs centaines de mètres de long affectant les altérites ;
- 2) une épaisse couche d'altérites rouges de 3 à 7 m d'épaisseur ;
- 3) une surface calcaire karstifiée très irrégulière formée par des cryptolapiés du type dents de pierre, de plusieurs mètres de profondeur et infiltrés par les altérites.

### c. La haute surface à dolines (2 900 m)

Au-dessus du poljé fossile de Taian, la route emprunte la surface sommitale à crypto-dolines vers 2 900 m. Ces dépressions affectent une épaisse couche d'altérites rouges de 5 à 10 m d'épaisseur, mais la roche n'est pas visible. En se dirigeant vers Lijiang, on traverse une série de trois poljés étagés entre 2 700 et 2 400 m.

## 2. Les bassins de Lijiang et Qihe

Le bassin de Lijiang, de forme multilobée, présente un fond remblayé, au niveau de la ville de Lijiang (alt. 2 400 m). Il est drainé par des écoulements provenant en partie d'émergences karstiques comme la source du Dragon de Jade située juste au nord de la ville au pied du versant de calcaire du Trias. La bordure nord-est présente des cryptolapiés décapés, émergeant d'une épaisse couverture d'altérites rouges qui a été en partie érodée.

Ce bassin correspond apparemment à un ancien poljé actuellement ouvert au sud puisque le cours d'eau a creusé un canyon de raccordement de 100 m de profondeur rejoignant le bassin de Qihe situé à 2 250 m et occupée par des rizières. C'est dans le bassin de Qihe que l'aéroport de Lijiang a été construit. Plusieurs petites cavités ont été explorées sur la bordure du bassin, notamment dans le verrou séparant les bassins de Lijiang et Qihe.

Au nord de Lijiang, le bassin du même nom se raccorde à une vallée à fond plat, de plusieurs kilomètres de large, formant un immense glacis d'accumulation faiblement incliné et parcouru par le lit d'un torrent à sec. Les matériaux détritiques, d'origine fluvio-glaciaire, proviennent du massif des Yulongxueshan.

## 3. La paléo-vallée asséchée du bassin de Jianchuan (un paléocours du Yangtse ?)

La route allant de Dali à Lijiang, emprunte une série de poljés étagés et de vallées, localisés entre 2 200 et 2 400 m et alignés selon une orientation sud-nord. Le substrat est formé par des calcaires dévoniens, limité à l'ouest par les roches métamorphiques du socle. A la latitude de Lijiang, cette paléovallée encaissée correspond nettement à



Photo 325 (gauche) : Perte ennoyée dans un petit poljé incipient situé vers 2 800 m au nord-ouest de Mingyin, au contact des calcaires triasiques et des basaltes permien.

*Flooded sinkhole in a young polje located North-West of Mingyin, at the contact of Triassic limestones and Permian basalts.*

Photo 326 : Les dépôts lacustres montrent une succession de couches de charbons de bois et de limons argileux en relation avec la phase de déforestation et d'érosion de 1978-1980.

*Near the sinkhole, the lacustrine deposits show an alternation of charcoal and clayed layers related to the deforestation and fires of Deng Xiao Ping's agrarian reform (1978-80).*

Photos R. Maire 1998

## Les poljés d'altitude (2 800 - 3 300 m) au nord de Daju

### *The high mountain poljes (2 800 - 3 300 m), North of Daju*



Photo R. Maire 1998

Photo 327 : Le grand poljé de Jiuzihai (15 km<sup>2</sup>) est l'un des grands poljés d'altitude du Yunnan. Le niveau inférieur plat (3 250 m) est dominé au nord par un niveau plus ancien, défoncé par l'érosion, situé à 3 350 m.

*The large polje of Jiuzihai (15 km<sup>2</sup>) is an old morphology which presents a flat level (3 250 m) topped by a high irregular level (3 350 m).*

une vallée sur graben (bassin néogène de Jianchuan), remplie par des altérites rouges épaisses, délimitée à l'ouest et à l'est par des failles méridiennes. Cette partie correspond à une série de poljés étagés et perchés au-dessus du premier coude du Yangtse (Shigu). Le plancher du premier poljé, au sud, est à 2 370 m ; une perte est située à son extrémité nord au pied d'une butte. Le poljé suivant, multilobé (4 x 0,5 km), est situé à 2 300 m. Il se poursuit par un dernier poljé, à 2 230 m, couvert d'altérites rouges, surplombant le Yangtse. Selon certains auteurs chinois, cette alignement de poljés correspondrait à l'ancien cours du Yangtse avant sa capture vers l'est, mais nous n'avons pas de preuves sédimentologiques.

#### 4. Les poljés et modelés d'altitude au nord de Lijiang (2 800 - 4 500 m)

Le deuxième triangle du Yangtse, au nord de Lijiang et des Yulongxueshan, est constitué par le secteur montagneux allant de Mingyin à Gauhan et culminant à 4 570 m. Il est formé par des massifs calcaires aux formes lourdes présentant notamment de grandes dépressions et poljés de contact lithologique, entre 2 800 et 3 300 m d'altitude, surmontés par des modelés de hauts vallons.

##### a. Contreforts orientaux du Yulongxueshan

18 km au nord de Lijiang (alt. 3 000 m), sur la route qui mène à Daju, une grande dépression de type poljé, de 4 km de long sur 2 km de large, s'est formée au contact des marbres dévoniens de la chaîne Yulong et des brèches calcaires du Trias de la chaîne Lomelo. Elle est limitée au sud par le grand vallum morainique du Dragon de Jade et au nord par un autre arc morainique. Le fond est subhorizontal dans sa partie central tandis que des têtes de lapiés apparaissent au nord-est et sur les pentes ouest.

Photo 328 : Le poljé incipient de la vallée Herbue se situe à 3 800 m d'altitude au nord du poljé de Jiuzihai. Il correspond à une ancienne vallée glaciaire en berceau dont le fond est drainé par plusieurs pertes (cf. p. 252).

*The young polje of "Grass valley" (alt. 3 800 m), North of Jiuzihai polje, is an old glacial valley drained by several sinkholes (cf. p. 252).*

Photo R. Maire 1998



#### b. Le massif nord de Daju (Mingyin, Gauhan) : poljés et hauts vallons

Ce vaste massif calcaire (30 x 15 km), situé dans la partie supérieure du coude du Yangtse au nord du bassin de Daju, culmine à plus de 4 500 m. Les karsts d'altitude, très différents de la chaîne Yulong, sont caractérisés par des reliefs lourds et des sommets peu escarpés façonnés par la gélifraction au-dessus de la limite supérieure de la forêt qui peut atteindre 4 000 à 4 300 m. La morphologie karstique la plus remarquable est constituée par les grandes dépressions situées entre 2 800 et 3 200 m et les hauts vallons karstiques au-dessus de 3 800 m.

- **Les poljés incipients de contact.** Sur le flanc sud, une morphologie en vastes dépressions s'est formée au contact des calcaires et des roches volcaniques, vers 2 800 m d'altitude. L'une de ces dépressions complexes fonctionne comme un petit poljé, à fond irrégulier, de plus de 2 km de long sur 300 à 500 m de large. Il existe un réseau de drainage dans le substratum imperméable volcanique qui se perd au contact du calcaire, au nord, dans plusieurs pertes obstruées par des sédiments et/ou des débris végétaux (photos 325-327).

Un lac temporaire s'est formé en raison du mauvais drainage d'un des ponors. Une coupe dans les dépôts lacustres montre vers 100 cm de profondeur un niveau charbonneux de 10 cm d'épaisseur surmonté par les pseudo-varves de crues de teinte marron. Ces dépôts ont enregistré une phase d'incendie de la forêt. D'après le nombre des niveaux surmontant ce niveau charbonneux (plusieurs dizaines, à raison de plusieurs crues par an), la phase d'incendie remonte probablement à la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. D'après la population locale, cette phase remonterait à la phase de destruction de la forêt et d'incendie de 1978, c'est-à-dire au début de la réforme agraire de Deng Xiao Ping.

- **Le grand poljé d'altitude de Jiuzihai.** La plus vaste dépression au-dessus de 3 000 m est constituée par un vaste bassin étagé, rectangulaire, orienté sud-nord et mesurant 6 km de long sur 2 à 3 km de large (figure 148, photo 327). Dans le détail, on observe :

- un niveau supérieur (alt. 3 350 m) au nord, de 2 km de diamètre, partiellement recouvert par un glaciais d'accumulation ;
- un plan incliné de quelques degrés sur 2 km de long, à surface irrégulière, avec des sols rouges ;
- un poljé inférieur herbeux à fond plat (3 250 m), de 3 km de diamètre, voué à l'élevage. D'anciens gouffres-pertes sont présents sur la bordure ouest. L'un d'eux, le puits du Tibia (chap. 6, photos 251, 252), a été exploré jusqu'à 12 m de profondeur. Il est obstrué partiellement par des éléments végétaux (tronc, bois brûlé) et se termine sur une faille étroite. Vers - 9 m, la paroi présente une coulée stalagmitique altérée. Ce poljé complexe est donc une morphologie ancienne avec un niveau supé-

rieur défoncé et un niveau inférieur plus récent. Sur un plan dynamique, cette paléoforme toujours active est située à l'aplomb de la vallée encaissée du Yangtse, plus de 1 600 m au-dessus. Elle s'est formée sur une zone de contact entre calcaires et flyschs du Trias.

- **Les hauts vallons karstiques.** Le haut karst est constitué localement par un modelé karstique et fluvio-karstique associé sous la forme de vallées perchées. L'une d'entre elles est perchée à 3 800 m d'altitude 2 km au nord-est du grand bassin fermé (photo 328). Cette vallée ancienne, à profil transversal en berceau, est recouverte de tourbières et drainée localement, au contact des flyschs, par des pertes de ruisseaux disparaissant dans des puits, dont la perte de la vallée Herbue qui débute par un puits de 10 m situé au fond d'un entonnoir (chap. 6, photo 256).

## E. Les karsts jeunes de la chaîne Cangshan (Dali)

La chaîne anticlinale Cangshan, située 130 km au sud de Lijiang, culmine à 4 122 m au Diancangshan. Cette barrière, haute et étroite, mesure 40 km de long sur 5 à 10 km de large ; elle est orientée NNW-SSE en fonction des grands axes de plissement. Cette montagne est célèbre pour l'exploitation de ses marbres du Précambrien. À l'ouest, elle borde le grand bassin-graben de Dali, occupé par le lac Erhai (1 965 m), dont le remplissage sédimentaire atteint 2 000 m d'épaisseur, le plus puissant connu dans le Yunnan [Daoxian *et al.*, 1991]. L'exutoire du lac Erhai forme la rivière Xierhe tributaire du Lancangjiang (Mékong).

Le climat est humide. À Dali (1 975 m), les précipitations annuelles sont de 1 103 mm, mais atteignent 2 000 à 3 000 mm sur la haute chaîne. 80 % des pluies sont concentrées de juin à octobre. La température moyenne de l'année à 2 000 m est de 15°C.

### 1. Une morphologie conforme à la structure

L'anticlinal de Cangshan, armé par des marbres du Permien-Dévonien, forme un relief conforme à la structure, relativement peu érodé, de type jurassien jeune. L'érosion du flanc oriental de l'anticlinal se traduit par une morphologie en chevrons avec une succession de canyons de flanc d'anticlinal faisant la liaison entre des cirques sommitaux et de larges cônes de déjection (photo 329). En raison de l'abaissement relatif de la chaîne vers le nord, les canyons fonctionnels sont au sud et les canyons secs au nord (situation le 19/06/97).

La chaîne est bordée à l'est par une grande faille normale qui sépare l'anticlinal du fossé d'effondrement du lac Erhai.

Une formation d'altérites rouges recouvre la base du versant oriental au-dessus des rizières et



terrasses cultivées. Elle présente une couche de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au nord-ouest du lac qui a été entaillée par un réseau de ravins à cause de la déforestation. Au-dessus de 2 800 m, la forêt est omniprésente et monte jusqu'à 4 000 m. On est en présence d'une morphologie récente qui s'est effectuée au gré du décapage de la couverture imperméable du Paléozoïque supérieur, représentée par des schistes verts pélitiques qui affleurent jusqu'à 2 600 - 2 700 m d'altitude à la hauteur de Dali. Des coupes naturelles de la couche pélitique montrent un profil d'altération profond, plurimétrique (4 m au minimum), de teinte ocre-marron à cause de la libération du fer ferreux, accompagné par des éléments flottants moins altérés.

Sur le flanc occidental, le contexte géomorphologique est différent. Ici la rivière Yangbijiang, autre affluent du Lancangjiang, a entaillé la montagne sur 1 500 m de profondeur.

Les morphologies karstiques les plus développées sont des dolines et des ouvalas pouvant atteindre 300 à 500 m de large. Ces formes ont été observées dans les dolomies et calcaires dolomitiques du Dévonien inférieur au niveau de la grande faille normale orientale. Elle présente un pendage de 70° orientée au nord-est et une zone broyée de 50 m de large.

### 2. Le karst souterrain et les émergences

Il a pu être apprécié grâce à la visite d'une grotte aménagée, Tianlongdong (chap. 6, photo 285) située à 2 160 m d'altitude, au nord-ouest de la ville historique de Dali. Dans cette moitié nord de la chaîne Cangshan, le décapage des pélites est complet de sorte que les marbres affleurent jusqu'au pied de la montagne. Une émergence karstique, la source des Papillons, apparaît à proximité du cône de déjection. La grotte se développe dans le pendage

Photo 329 : La chaîne anticlinale de Cangshan (4 122 m), dans les marbres du Permien-Dévonien, a été décapée de sa couverture de flysch. On est en présence d'un karst jeune avec canyons de flanc.

*The anticlinal range of Cangshan (4 122 m), in the Permian-Devonian marbles, shows a young karst morphology because of the recent erosion of the impervious flysch cover.*

Photo R. Maire 1997

(36°NE). Il s'agit d'un réseau inactif à semi-actif présentant des galeries en conduites forcées, avec coupoles et microformes de corrosion, organisées en "delta souterrain". Ces indices montrent que l'on est en présence d'un ancien réseau noyé ou épinoyé. On observe une phase ancienne de concrétionnement (coulées, stalagmites) constitué par une calcite compacte, blanche ou colorée, et corrodée en surface par un ancien écoulement.

Une entrée supérieure, à 2 270 m, aboutit dans un canyon très encaissé, inactif, étroit et à profil en long très incliné. Un autre orifice de grotte est visible de l'autre côté et atteste que le réseau, d'âge plus ancien, a été recoupé par l'incision du canyon. Le karst de surface est caractérisé par des cryptolapiés mis à nu par l'érosion, entre lesquels se développent des sols rouges. Ce type de cavité a dû se former par des pertes situées plus en amont, dans les bassins de réception, dans des dépressions orthoclinales, voire dans l'axe des canyons. Le potentiel hydraulique est de l'ordre de 2 000 m.

Le système karstique actuel est drainé par la source Hudie (ou source des Papillons) localisée au contact des alluvions quaternaires du bassin d'Erhai. Son débit moyen est de 130 l/s. Une autre émergence relativement importante (170 l/s) est connue à l'ouest du village de Guiping. Elle sort le long d'une faille à la cote 2 320 m au contact du Dévonien inférieur et du Crétacé détritique. Des émergences sous-lacustres sont connues dans le lac.

Sur la bordure ouest du lac, le massif calcaire faisant face à la chaîne Cangshan plonge sous le niveau lacustre. De multiples cavités et dépressions sont connues sur ce massif moins élevé où le cryptokarst et les sols rouges tronqués affleurent à cause de l'érosion consécutive à la déforestation récente. A 2 ou 3 m au-dessus du niveau du lac, des cavités ont été observées. Elles mesurent quelques dizaines à quelques centaines de mètres de développement.

Des données sur le karst et la géologie sont présentes dans la carte hydrogéologique de Dali (1/200 000) publiée en 1977.

## II. Les karsts pré-tibétains de la région de Zhongdian

Située 100 km au NNW de Lijiang, la région de Zhongdian est constituée par un haut plateau dont la base est située vers 3 200 m d'altitude tandis que les sommets, aux formes assez lourdes, culminent entre 4 500 et 4 900 m. Cette région marque le début des hauts plateaux tibétains, à la fois sur le plan morphologique et géotectonique, mais avec des précipitations importantes qui permettent le développement d'une forêt nuageuse à conifères grimpa jusqu'à 4 200-4 500 m.

## A. Le contexte géologique

La région géologique de Zhongdian a enregistré une très longue évolution paléogéographique. Au Trias, on se situait au niveau de la Téthys qui séparait au nord le palécontinent Laurasie et au sud le palécontinent Gondwana. Au début du Jurassique, la plaque de l'Eurasie et la plaque indienne se sont rapprochées en fermant graduellement l'océan téthysien et en formant les premiers plissements. Ainsi cette région de Zhongdian appartient à ce qui a été dénommé le géosynclinal plissé Inde-Chine. Elle fait donc partie des Indosinides, vaste zone plissée allant du Sichuan et du Tibet-Qinghai jusqu'à la frontière vietnamienne. L'unité géotectonique correspondante a été également appelée par certains zone plissée de Bayanhar-Shaluli [Wang Hongzhen, 1986].

Au Tertiaire, de 67 à 25 Ma, l'orogénèse himalayenne a complètement refermé la Téthys. Au cours du Néogène, de 25 à 9 Ma, la surface continentale en cours d'érosion et de dénudation se situe probablement entre 500 et 1 000 m d'altitude. A la fin du Miocène et au cours du Plio-Quaternaire se produit la surrection du plateau du Tibet (Qinghai-Xizang) qui s'accompagne du mouvement de grands blocs faillés. A partir de 0,7 Ma environ (Pléistocène moyen), le plateau du Tibet et la région de Zhongdian continue de se soulever et donne naissance aux grands sommets englacés de la chaîne Hengduan. Les terrasses fluviales sont étagés sur 400 m à 500 m sur les rives du Jinshajiang (Daju). Elles donnent une idée de la surrection très récente, probablement au cours de la fin du Pléistocène.

Au cours des stades interglaciaires, les bassins et les poljés des régions de Zhongdian et de Lijiang se transforment en lacs et génèrent une importante sédimentation lacustre qui enregistre l'histoire de l'environnement quaternaire. C'est le cas du poljé de Napahai, à côté de Zhongdian, du poljé de Lashi à l'ouest de Lijiang et des autres bassins : Lijiang, Jianchuan, Erhai et Xiangyun.

## B. Le poljé de Napahai

Le poljé de Napahai est une forme karstique majeure qui fait partie d'une réserve naturelle. Il s'agit d'un poljé actif d'altitude mesurant plus de 20 km de long sur 5 à 6 km de large, représentant une superficie de 137 km<sup>2</sup> (photo 330, figure 148). L'orientation générale de la dépression est SW-NE. Le fond sensiblement plat, situé entre 3 325 et 3 265 m, est recouvert de pâturages où paissent des milliers de vaches, de yachts et de moutons. Depuis 1999-2000, avec l'explosion du développement touristique lié à la légende de Shangri La ("paradis perdu"), la région de Zhongdian reçoit désormais plus de 2 millions de visiteurs par an grâce à l'aéroport de Zhongdian. Le poljé de Napahai est à notre connaissance le plus grand poljé connu situé au-dessus de 3 000 m d'altitude. A titre de compa-



Photo 330 : Le poljé de Napahai (137 km<sup>2</sup>), près de Zhongdian, est actuellement le plus grand poljé connu situé au-dessus de 3 200 m d'altitude. Il est localisé au contact du Trias et des calcaires du Paléozoïque supérieur (district de Zhongdian, Yunnan).

The Napahai polje (137 km<sup>2</sup>), near Zhongdian, is the largest known polje situated above 3 200 m. It is located at the contact of Triassic formations and Upper paleozoic limestones (Zhongdian County, Yunnan).

Photo R. Maire 1997

raison, dans les Andes centrales du Pérou, au nord du bassin de Huancayo, le poljé de la Laguna Tragadero (3 460 m) mesure 26 km<sup>2</sup> [Maire, 1990 ; p. 282] (tableau 13).

Le poljé de Napahai présente une forme complexe dans le détail. Il est drainé par dix cours d'eau représentant un bassin d'alimentation total de 565 km<sup>2</sup>. Neuf ponors sont connus sur la bordure nord-ouest, au pied de la chaîne Xinyala qui culmine à plus de 4 500 m. Cette bordure faillée occidentale, presque rectiligne, présente de grands cônes de déjection. En période de hautes eaux, de juillet à septembre, le lac qui se forme dans la partie nord atteint une superficie de 24 km<sup>2</sup>. Comme les différentes pertes ne sont plus capables d'absorber l'excédent d'eau, le niveau monte alors de + 2 m. En saison sèche, le lac se réduit à un vaste marécage.

La perte principale, aménagée par des grilles et des murs bétonnés, est située à l'extrémité nord au pied d'un escarpement de faille (chap. 6, photo 247). Un traçage indique que les eaux souterraines ressortent 15 km au nord, dans la résurgence de Tangman (située près du village de Nixi) équipée d'une station hydroélectrique. L'émergence est tributaire du Jinshajiang. La dénivellation de ce système perte-résurgence est de 365 m, soit une pente théorique assez faible de 0,4 %.

La bordure orientale, plus découpée, possède un "golfe" important au nord de Zhongdian et à l'ouest du temple bouddhiste. Ce lobe du poljé présente une hydrologie particulière car deux ruisseaux confluent vers un ponor, d'où la construction de canaux de drainage pour éviter la formation d'un marécage.

L'ensemble du poljé est façonné dans les calcaires du Trias. A l'est, les reliefs se développent

raient dans les couches rouges péliques du Permo-Trias tandis que la bordure ouest présente une zone faillée accompagnée par une roche broyée.

La nappe d'inondation qui a dû avoir une extension plus grande dans le passé est responsable d'un élargissement latéral du poljé, d'où des bords nets et la présence d'un grand hum, butte résiduelle de 150 m de haut, localisée dans la moitié nord (chap. 6, photo 246).

### C. Les reliefs karstiques au sud-est de Zhongdian

Au sud-est de Zhongdian, en empruntant la route qui se dirige au site des travertins de Baishuitai, on traverse des reliefs montagneux importants culminant à plus de 4 000 m. On peut y observer un

Nom et situation Name and location	Altitude Altitude (a.s.l.) (m)	Surface Bottom area (km <sup>2</sup> )
Karst dinarique / Dinaric karst		
Lika poljé	550	474
Livanjsko poljé (BiH)	700	385
Popovo poljé (BiH)	255	185
Nevesinjsko poljé (BiH)	850	188
Cerfnisko poljé (Slovénie / Slovenia)	550	38
Plateau karstique du Qinghai-Xizang (Chine) Qinghai-Xizang plateau karst (China)		
Poljé de Napahai (Zhongdian Yunnan)	3 270	137
Poljé de Jiuzihai (Lijiang Yunnan)	3 350	12
Karst andin (Pérou)		
Poljé col de la Viuda	4 400	0.32
Poljé de Tracadero	3 470	13

Tableau 13 : Comparaison entre de grands poljés du karst dinarique et ceux du Nord Yunnan. Deux poljés de haute altitude des Andes du Pérou sont également indiqués.

Comparison between poljes of dinaric karst and North Yunnan. Two high altitude poljes in peruvian Andes are indicated.

cortège de formes karstiques et des sources chaudes accompagnées de formations de travertins.

## 1. Les poljés juvéniles de la forêt nuageuse et les karsts coniques d'altitude

Le premier poljé se situe à 20 km à l'est de Zhongdian. Il mesure 2 km de long sur 0,5 à 1 km de large. Le plancher est constitué de pelouses et de tourbières à l'altitude de 3 350 m tandis que les versants sont couverts de forêts. Un ruisseau se perd à l'extrémité orientale à proximité du contact roche imperméable et calcaire. Une large doline est emboîtée à l'extrémité du bassin fermé, mais la réunion des deux dépressions n'est pas effectuée. Plus à l'est, se développe un long bassin ouvert dans des bandes alternées de calcaires et de grès, parcouru par un cours d'eau qui le recoupe au sud par une gorge.

Au sud-est du col 3 700 m, situé dans les basaltes permien, se développe un autre poljé de forme sensiblement identique, de 2,5 x 1 km, environné par la forêt nuageuse à épicéas, larix, rhododendrons et azalées. Le plancher à pelouses, localisé à 3 250 m, présente deux ponors qui se font face dans la moitié orientale ; la perte principale en provenance de l'ouest se situe à proximité du contact des basaltes et des calcaires ; un autre ruisseau venant en sens opposé se perd dans un autre ponor proche. Ce drainage double exprime la coalescence en cours de deux dépressions dont le seuil étroit, une fois disparu, provoquera la réunion des deux ponors en un seul. On est donc en présence d'un poljé juvénile de contact litho-stratigraphique.

Plus à l'est, un karst conique d'altitude, situé entre 3 100 et 3 300 m domine une première vallée encaissée (village avec cultures de blé). Au niveau d'un col, juste avant de descendre sur le site des travertins de Baishuitai, on observe un karst à ouvalas et dolines (2 900 m) surmonté par un relief

conique de 300 m de commandement (Trias). Là où la forêt a été détruite et à cause de l'érosion des sols, on peut observer la présence de sols rouges épais infiltrant les crypto-lapiés façonnés dans les calcaires du Trias.

## 2. Les travertins hydrothermaux

Deux sites remarquables ont été visités sur la route allant au sud-est en direction du Yangtse : celui de Shuoduogang lié à une source chaude, celui de Baishuitai lié à une source minérale, voire mésothermale.

### a. La source chaude et le pont de travertin de Shuoduogang

Ce site hydrothermal se situe à 10 km à l'est de Zhongdian. Dans le paysage, il se manifeste par un vaste pont naturel de travertin de 50 m de haut, 500 m de long sur 50 m de large (photos 332 à 335). Il est traversé par un torrent de 25 m de large, faiblement minéralisé ( $c = 52,3 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), débitant près de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  en début de saison des pluies (22/06/97). Le contexte géologique est caractérisé par des calcaires du Trias au sud et par des roches métamorphiques au nord.

La source chaude ( $58^\circ\text{C}$ ), d'un débit de plus de 50 l/s, sort sur le flanc nord du pont de travertin, en rive gauche du torrent, sans doute au contact calcaire / roche métamorphique. Cette partie a été anciennement aménagée pour l'utilisation des eaux thermales. La charge dissoute est importante comme en témoigne une conductivité de  $1 610 \mu\text{S}/\text{cm}$ .

Ce puissant massif travertineux, issu de la source chaude, présente des faciès finement laminés, en mamelons, généralement blancs à blanc-gris à la base, parfois rouges au sommet. Des faciès très massifs, blancs, à grands cristaux palissadiques, sont présents à la base, en rive gauche, sous le pont naturel (photo 335).

D'autres sources chaudes sont connues dans le secteur comme Xiagei située 5 km au sud-est du pont naturel avec une température de  $69^\circ\text{C}$ . En fait plus de vingt sources chaudes sont concentrées sur une espace de  $1 \text{ km}^2$ .

### b. Les travertins de Baishuitai

La source de Baishuitai est localisée à 40 km au sud-est de Zhongdian. Elle émerge à 2 610 m d'altitude, en rive droite de la Baishuihe ( $27^\circ 30' \text{N}$  et  $100^\circ 02' \text{E}$ ), près du village naxi de Baidi (photo 331). Le contexte climatique est de type tempéré frais avec une température moyenne annuelle de  $9,1^\circ\text{C}$ . Les données de la station météorologique de Zhongdian montrent que la région est directement sous la dépendance de la mousson de sud-ouest en provenance de l'Océan Indien.

La Baishuihe prend sa source plus au nord, dans le Mont Tianbao et à la base du versant

Photo 331 : La grande formation de travertin de Baishuitai (2 610 m) est issue d'une source double d'origine mésothermale ( $T = 10,2^\circ$  et  $10,4^\circ\text{C}$ ). Une première datation U/Th (Inst. de Géologie, Beijing) a donné un âge de 127 000 ans BP pour un échantillon situé vers la base du dépôt.

*The Baishuitai travertines (2 610 m) come from a couple of mesothermal springs ( $T = 10.2$  and  $10.4^\circ\text{C}$ ). A first U/Th dating (Institute of Geology, Beijing) indicates 127,000 years old BP for a sample located at the bottom of the formation.*

Photo R. Maire 1997



## Les travertins hydrothermaux de Shuoduogang (Est de Zhongdian)

### *The Shuoduogang thermal travertines (East Zhongdian)*



Photo 332 : La grande formation de travertins hydrothermaux de Shuoduogang mesure 500 m de long et barre la vallée, d'où la formation d'un pont naturel. Elle est en relation avec des circulations sur faille en contexte tectonique actif.

*The big travertine formation of Shuoduogang is 500 m long and forms a barrier with a natural bridge. It is related with an active tectonic context.*

Photo 334 : Les faciès sont variés : structures rubanées régulières poreuses à croissance rapide et faciès rubanés compacts à croissance lente.

*The calcite structures are varied : porous and thick ribbon structure (quick growing) and hard and thin ribbon structure (low growing).*



Photo 335 : Faciès rubané fin à la base de la formation. *Thin ribbon structure at the bottom of the formation.*

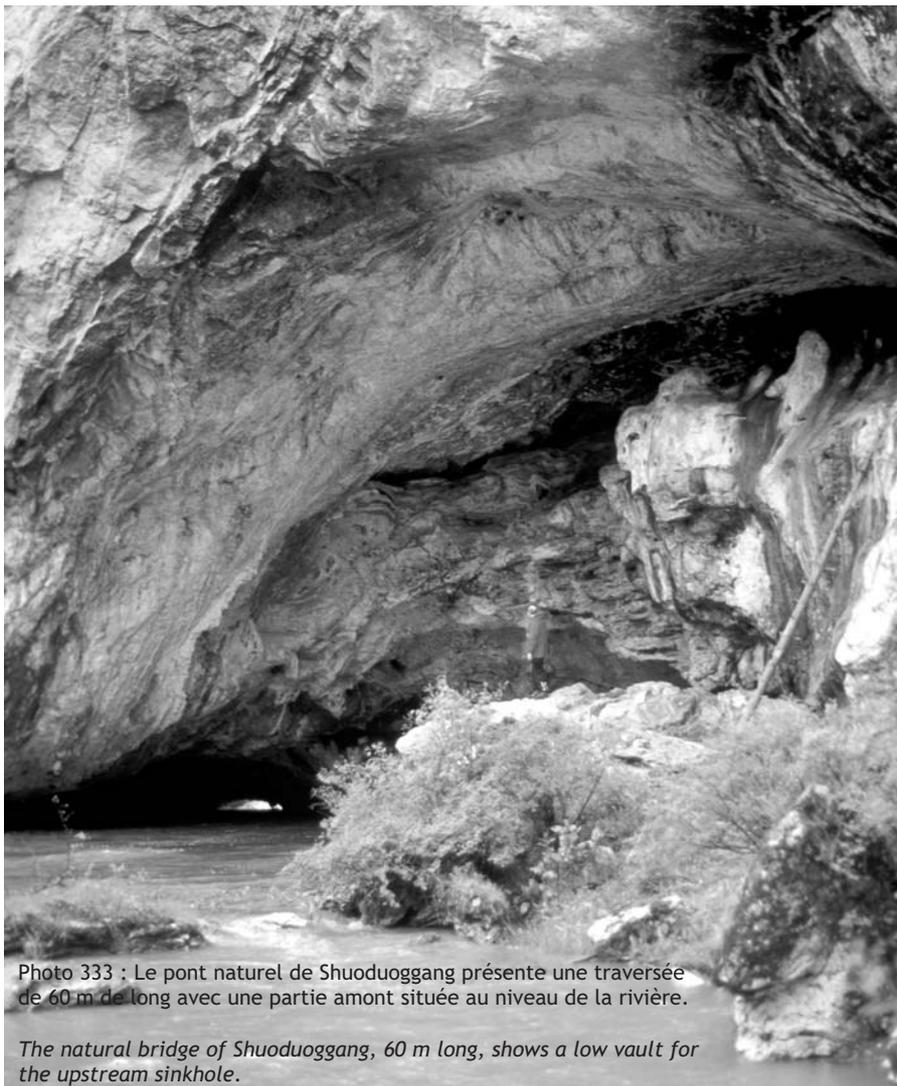


Photo 333 : Le pont naturel de Shuoduogang présente une traversée de 60 m de long avec une partie amont située au niveau de la rivière.

*The natural bridge of Shuoduogang, 60 m long, shows a low vault for the upstream sinkhole.*

Tableau 14 : Résultats des analyses de conductivité, dureté totale (TH en mg/l de CaCO<sub>3</sub> équivalent) et pH pour des échantillons de sources karstiques thermales et d'eaux souterraines du Yunnan.

*Results of conductivity, total hardness (mg/l CaCO<sub>3</sub>) and pH for samples of thermal karst springs and subterranean waters (Yunnan).*

Analyses Zhang Shouyue et R. Maire

Dates	Sites	Localisation	Alt. (m)	Débit (l/s)	Temp. (°C)	Conductivité (µS/cm)	pH	TH mg/l CaCO <sub>3</sub>	TDS (g/l)
22/06/97	Shuoduogang	Rivière	3 285	10 000	11	52,30	7,11	–	–
22/06/97	Shuoduogang	Sourcin	3 290	< 1	12	–	–	178	–
22/06/97	Shuoduogang	Source chaude	–	> 5	55-58	1 610	6,10	–	–
21/06/97	Baishuitai	Travertin	2 610	> 50	11,5	778	6,65	634	–
21/06/97	Baishuitai	Travertin à la base du dôme	2 565	–	20	–	–	329	–
–	Baishuitai	Résurgence	2 600	–	11	1 058	6,50	–	0,526
–	Baishuitai	Gours près de la source	2 595	–	15	940	–	–	0,470
–	Baishuitai	Canal	2 550	–	11,6	670	–	–	0,330

oriental du Xuemenkan qui culmine à 3 950 m, puis conflue dans le Jinshajiang à la cote 1 530 m juste en aval du bassin de Daju. A proximité de la vallée du Jinshajiang, on observe de multiples terrasses fluviales étagées entre 100 et 400 m de dénivellation et sur une largeur de 1 à 1,5 km, comme dans le bassin de Daju. Signalons que ce secteur remarquable est aussi un des hauts lieux d'origine de l'écriture pictographique Dongba.

L'émergence double de Baishuitai forme un massif travertineux imposant de 100 m de dénivellation sur 300 m de large. Le débit est de 50 l/s environ (21/06/97) à l'exutoire, pour une température de 10,2 et 10,4°C et un pH légèrement acide de 6,65. Les teneurs des principaux ions sont de 194,4 et 200 mg/l pour le Ca<sup>2+</sup> et 735 mg/l pour HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, pour une concentration de 60 mg/l en CO<sub>2</sub> libre (méthode Hach).

La précipitation des carbonates, par dégazage cascade (gours actifs), se traduit par un dépôt de 300 mg/l de carbonates sur l'ensemble de la formation (TH = 329 mg/l à la base), soit un dépôt journalier de 1 400 kg environ (0,5 m<sup>3</sup>), correspondant à un volume de l'ordre de 200 m<sup>3</sup>/an. Les faciès

de travertin sont microlaminés, blancs à gris-beige (photo 336). Un échantillon de travertin a donné un âge U/Th de 127 000 ans BP. Une étude plus poussée serait à entreprendre pour apprécier l'enregistrement paléoenvironnementale de cette grande formation de travertin.

## D. Le Taizixueshan (6 740 m)

Le point culminant de la chaîne Hengduan est le Taizixueshan (6 740 m), ou Montagne enneigée du Prince couronné, situé à la frontière Yunnan / Tibet (28°04' N et 98°06' E). En langage tibétain, l'ensemble du massif englacé se nomme Moirikawagarbo. Il est taillé dans les roches carbonatées et reçoit directement les précipitations de mousson alors que plus au nord-ouest les hauts plateaux du Tibet sont en contexte aride à semi-aride. Cette montagne est considérée comme une des huit montagnes bouddhistes par les Tibétains.

Localisée entre les cours du Nujiang (amont du Salween) à l'ouest et du Lancangjiang (amont du Mékong) à l'est, cette montagne présente des dénivellés relatifs atteignant plus de 4 700 m depuis le fond de la gorge du Lancangjiang. En été, le gradient thermométrique peut aller de + 29 °C dans la vallée à - 20 °C sur les sommets. Ce massif carbonaté, totalement inconnu sur le plan karstique, est le plus haut de Chine hormis le Chomolungma (8 840 m) placé par contre en contexte semi-aride sur le versant tibétain.

## III. Les forêts de pierre du plateau du Yunnan

La route Kunming-Shizong-Panxian permet d'effectuer un transect ouest-est du plateau du Yunnan vers 2 000 m d'altitude. C'est là que se développent les célèbres karsts à forêts de pierre formant des ensembles de pinacles (*shilin*) pouvant atteindre 30 m de hauteur.

Photo 336 : Les travertins de Baishuitai, à la base de la formation (stade isotopique 5 probable), présentent un faciès rubané caractéristique qui a enregistré les conditions paléoenvironnementales.

*The Baishuitai travertines (lower part) presents a typical ribbon structure which has recorded the paleoenvironmental evolution, especially during the last interglacial stage (isotopic stage 5).*

Photo R. Maire 1997



## A. Le karst de graben de Kunming

Le bassin d'effondrement de Kunming d'une superficie de 1 100 km<sup>2</sup>, est situé entièrement en domaine karstique. C'est le plus grand du Yunnan, avec un remplissage sédimentaire, probablement néogène à quaternaire, épais de 1 000 m et un bassin d'alimentation de 3 000 km<sup>2</sup>. Son emplacement correspond à un secteur de jonction du mouvement des plaques Inde, Tibet et Yangtse, en relation avec les mouvements de convection du manteau [Daoxian *et al.*, 1991].

Le bassin de Kunming est limité par de grandes failles normales nord-sud, notamment sur sa bordure ouest, qui est caractérisé par un grand escarpement de faille haut de plus de 500 m, et par des failles diagonales actives typiques d'un fossé composite subdivisé en bassins secondaires, avec des zones lacustres (lac de Dianchi) [Daoxian *et al.* 1991]. La carte sismique de Chine montre que cette zone faillée est particulièrement active puisque un séisme de magnitude supérieur à 8 a été enregistré. La situation de la ville de Kunming est donc sismiquement peu favorable.

A la sortie est de Kunming, le relief est plat à faiblement ondulé. Il s'agit d'un crypto-karst recouvert par des altérites qui ont été en partie érodées, puis raclées par les aménagements immobiliers. Les carrières et les tranchées pour les fondations d'immeubles et les routes montrent des fissures de crypto-lapiés profondes de plus de 10 m remplies par des argiles rouges. Ces coupes illustrent ce que l'on voit partiellement plus à l'est dans la multitude des champs de dents de pierre liés à l'érosion récente des sols.

## B. Les forêts de pierre (Shilin)

La forêt de pierre est typique du plateau situé à l'est et au sud-est de Kunming, notamment dans les districts de Lunan, Luliang et Mile où elles s'étendent sur plusieurs centaines de km<sup>2</sup>, généralement entre 1 700 et 2 000 m d'altitude. Symbolisées par la forêt de pierre de Lunan (district actuel de Shilin), ces karsts à pinacles sont célèbres de longue date et ont fait l'objet de multiples publications. On connaît des équivalents à Madagascar, les karsts à tsingy, mais également à Bornéo et en Nouvelle-Guinée.

### 1. Progrès des recherches sur la genèse des forêts de pierre

La plupart des renseignements géologiques sur la forêt de pierre de Shilin sont extraits de la carte hydrogéologique régionale de la feuille de Yiliang (1/200 000) publiée en 1977 par le Bureau Géologique du Yunnan. De nombreux articles font référence à cette célèbre forêt de pierre considérée comme un karst à pinacles typique sensiblement du

même type que le karst à tsingy à Madagascar. Ma Xirong (1936) est le premier à décrire le développement de la forêt de pierre en relation avec la lithologie, la structure géologique et le climat, en la considérant comme la résultante d'une surface de corrosion.

Jakucs (1977) décrit des surfaces karstiques évoluant sous un sol peu épais et une couverture végétale clairsemée, dans des secteurs de forte précipitations, qui présentent de grandes cannelures verticales de dissolution. Les morphologies de la forêt de pierre sont identiques à certains lapiés de la zone tempérée ; la différence est uniquement la taille, mais ce critère est important de sorte que les ensemble de grands pinacles sont décrits comme étant des forêts de pierre tropicales de type *shilin*.

Jie Xianyi [1966] discutent les facteurs contrôlant la genèse des forêts de pierre. Les conditions optimum sont des calcaires massifs ou à gros bancs, un pendage horizontal à faible (< 10°), une zone vadose (écoulement libre) proche de la zone noyée.

Zhang Shouyue [1979] insiste également sur l'importance de la lithologie (calcaires massifs ou en bancs épais) et du pendage faible ; mais il souligne aussi le rôle des paléoclimats à fortes précipitations et le rôle d'une paléotopographie favorisant l'érosion des altérites depuis le Néogène.

Zhang Shouyue [1984] décrit aussi la répartition des karsts à pinacles, les facteurs de formation sur roches carbonatées en fonction de la structure géologique et de la corrosion crypto-karstique, les phases de karstification. Il établit enfin une comparaison entre les forêts de pierre de Chine et d'autres exemples dans le monde.

## 2. Morphologie des forêts de pierre

### a. Caractères morphologiques généraux

Dans le détail, on distingue les vrais pinacles (*shilin*) dont la taille peut atteindre jusqu'à 30 à 40 m de haut et les dents de pierre sensu stricto qui ne dépassent pas quelques mètres [Huang Chuxing, Knez, Liu Hong, Slabe et Debela, 1998]. Les pinacles sont ciselés verticalement par des lapiés de paroi plus ou moins tubulaires, séparés par des arêtes vives. Les sommets de pinacles se terminent en lames de couteaux.

Souvent les pinacles ne sont pas isolés, mais forment des édifices compacts en châteaux de plusieurs dizaines de mètres de côté, subdivisés en pinacles secondaires. Les couloirs étroits qui séparent les pinacles sont axés sur le réseau de diaclases et fractures. Les pinacles façonnés dans les calcaires dolomitiques donnent des formes en champignons. Les forêts de pierre les plus remarquables sont localisées dans d'amples dépressions anciennement décapées de leurs épaisses altérites rouges. L'altitude des forêts de pierre du Yunnan varient

## La forêt de pierre du Parc National de Shilin

*The stone forest of Shilin National Park*

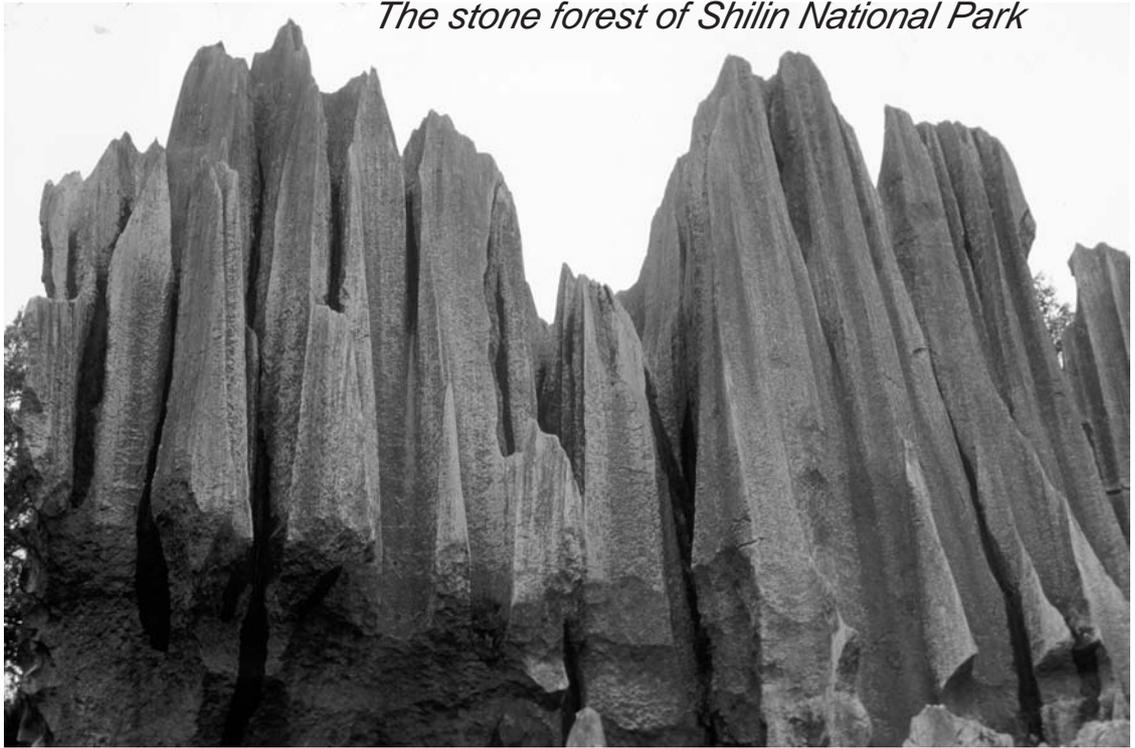


Photo 337 : Pinacles de 15 à 20 m de haut avec cannelures verticales liées à la dissolution par les eaux de pluie. Le calcaire permien de la formation Maokou est formé par des couches massives présentant un faible pendage.

*Pinnacles with solution runnels controlled by rainwater. The Permian limestones of Maokou formation present thick layers and a subhorizontal dip.*

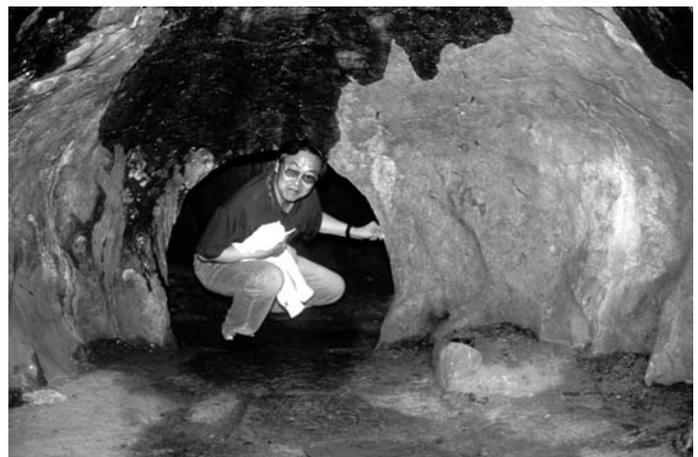


Photo 339 : A la base des pinacles, on observe de petites cavités en "bulles" qui ont été creusées par la corrosion cryptokarstique au niveau des joints de stratification.

*Little circular cave of cryptocorrosion located at the bottom of the pinnacles on a stratification plane.*

Photo 338 : Encoche basale de crypto-corrosion en relation avec l'ancienne couverture d'altérites.

*Lower notch of cryptocorrosion related to the old alterite cover.*

Photos R. Maire 1997

entre 1 750 et 2 000 m, mais généralement entre 1 750 et 1 850 m. Elles peuvent se développer au sommet des buttes et à la base des ouvalas et des dolines, mais généralement on les observe au sommet ou sur les flancs des buttes calcaires.

La forêt de pierre typique est constituée par des pinacles calcaires zébrés par des cannelures verticales. Elle se subdivise en deux types en fonction de leur taille :

- pinacles de 1 à 5 m de haut et se développant entre 1 890 et 2 000 m d'altitude ;
- pinacles de 2 à 10 m de haut, mais pouvant inclure des éléments atteignant jusqu'à 30 m de haut sur des planchers de dépressions, montrant de manière évidente que la partie inférieure a été couverte par des altérites. De nombreux exemples de ce type constituent les paysages de forêts de pierre spectaculaire affectant les buttes et les dépressions.

### b. Les forêts de pierre de plateau à petites buttes et larges dépressions

Sur la route de Liliang à Shizong, le plateau montre une morphologie à buttes de 40 à 50 m de haut, découpées en pinacles, ressemblant à des châteaux en ruine, séparées par des dépressions et des bassins larges recouverts de sols rouges. Dans ces dernières affleurent localement des pinacles et/ou de multiples dents de pierre, jeunes forêts de pierre en cours de décapage liées à l'érosion des sols suite aux phases de déforestation du XX<sup>ème</sup> siècle. Ce relief original montre en fait plusieurs stades d'évolution et de décapage des altérites rouges anciennes.

Les buttes karstiques à pinacles sont caractérisées par des pitons, hauts de 10 à 30 m, mis en relief et dominant le paysage des larges dépressions dénudées. D'autres pinacles anciens, de 10 à 20-30 m de dénivellation, hérissent aussi le fond des bassins.

Si l'on se réfère à la classification de Song Lin Hua [1986], ce karst associe les forêts de pierre de sommet de buttes et celles des bassins mal drainés qui peuvent s'envoyer partiellement lors de la saison des pluies en raison de l'abondance des altérites argileuses qui imperméabilisent provisoirement le karst. La présence de petits lacs est donc fréquente dans les régions à forêts de pierre de plateau. Dans le cas des forêts de pierre se développant sur un versant, le drainage empêche généralement la formation de lacs temporaires.

### c. Les éléments constitutifs des forêts de pierre du Yunnan

On distingue plusieurs éléments constitutifs des forêts de pierre : la nature des roches carbonatées du Permien inférieur (surtout des calcaires massifs et dolomies), le pendage et la fissuration, enfin la corrosion crypto-karstique dans la zone non saturée.

**- Lithologie, pendage et fissuration du Permien inférieur.** Les calcaires du Permien inférieur, d'une épaisseur totale de 365 m, peuvent être divisés en deux ensembles : la formation Qixia et la formation Maokou. Qixia est formé principalement par des dolomies et des calcaires présentant des niveaux dolomitiques au sommet. Maokou est constitué essentiellement de calcaire et de dolomie à la base, avec des zones de cherts dans la partie intermédiaire. De multiples articles ont discuté de la relation entre la genèse des forêts de pierre et les caractères lithologiques comme la composition, la pétrographie et les faciès des roches carbonatées. Toutefois on constate qu'il n'existe pas de dépendance entre la composition, la texture de la roche et les pinacles de la forêt de pierre de Lunan. En effet, celle-ci peut se former aussi bien dans les calcaires que dans les dolomies ou les roches carbonatées avec cherts. En revanche, la variation de l'épaisseur des bancs calcaires joue un rôle dans la morphologie et la genèse des forêts de pierre. En général, le réseau de fracture est plus fin dans les bancs épais que dans les bancs minces. Pour les pinacles en forme de champignons localisés dans la

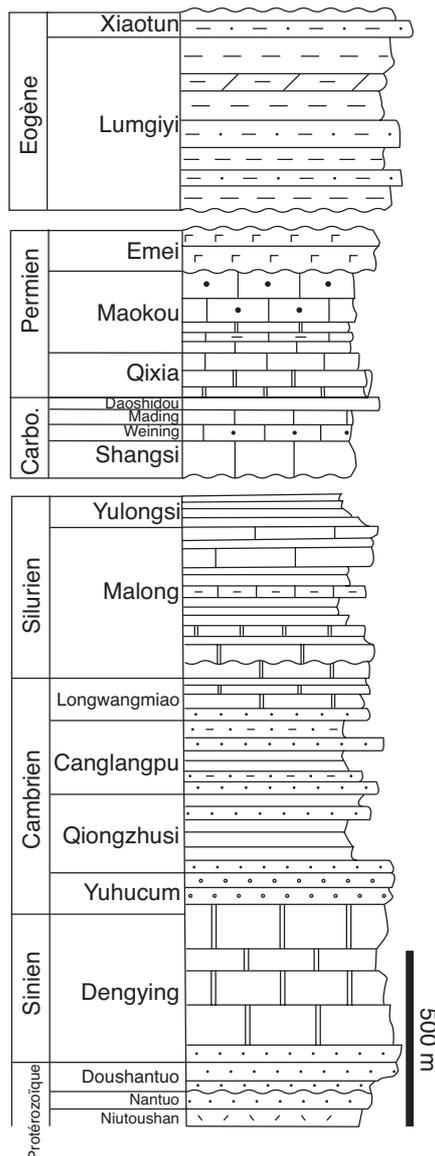


Figure 149 : Echelle lithostratigraphique de la région de Lunan (Parc National de Shilin). (d'après Zhang Shouyue)

Lithostratigraphic column of Lunan area (National Park of Shilin). (after Zhang Shouyue)

partie sud-est du district, la base est rétrécie par rapport à la partie supérieure. Ce phénomène est dû au fait que cette partie inférieure est constituée par des bancs d'épaisseur moyenne alors que la partie supérieure se développe dans des bancs épais.

Si la masse de roche carbonatée a été soumise à des contraintes tectoniques en créant des fissures obliques, le recouvrement de ces fractures avec les joints de stratification ne permet pas la stabilité des grands pinacles. Le pendage des calcaires de la forêt de pierre de Lunan est généralement inférieur à 5° et le réseau de fractures est vertical.

**- La corrosion crypto-karstique dans la zone non saturée.** Les pinacles se forment dans la zone non saturée, voire dans des secteurs de battement de la nappe, notamment en saison des pluies. On peut distinguer deux aspects dans le processus de corrosion : la corrosion externe pour la roche exposée directement au ruissellement des eaux de pluie et la corrosion sous couverture de sols et d'altérites appelée corrosion cryptokarstique.

La genèse des pinacles sous couverture d'altérites est une notion très importante ; elle occupe en général la moitié ou les deux tiers en hauteur. L'évidence de cette corrosion cryptokarstique est généralement visible à la partie inférieure des pinacles sous la forme de "trous" traversant parfois les pinacles et d'encoches de dissolution résultant de l'action corrosive des solutions aqueuses riches en acide carbonique au contact de la roche. Les bassins de dissolution de type kamenitsas se forment en présence de taches résiduelles de sols subsistant à la surface du calcaire. Après la disparition du sol, le petit bassin se remplit d'eau en saison des pluies et continue d'évoluer par corrosion marginale.

### 3. Chronologies actuelles proposées

Jusqu'à présent la karstification de la forêt de pierre est considérée généralement comme une évolution essentiellement cénozoïque et que l'on peut subdiviser en plusieurs phases :

- une phase ancienne située avant l'Oligocène avec altération en milieu saturé ;
- de l'Oligocène moyen au Pliocène, corrosion lente profonde sous couverture détritique tertiaire sans doute en milieu saturé ;
- au Pléistocène inférieur et moyen, évolution par corrosion crypto-karstique en zone non saturée ;
- au Pléistocène supérieur, mise au jour des pinacles par érosion des sols et des altérites et modification de la morphologie des pinacles par le ruissellement des eaux de pluie.

D. Ford, J.-N. Salomon et P. Williams [1996] soulignent que la genèse de la forêt de pierre de Lunan est la plus complexe reconnue actuellement dans le monde. Ils décrivent le site type du district de Lunan situé à 1 800 m d'altitude. Ici la forêt de pierre est constituée par des tours de 20 à 30 m de

haut fortement burinées par des cannelures de dissolution, avec des ruiniformes typiques dans les calcaires dolomitiques. Certaines atteignent exceptionnellement 40 m. Le paysage se développe en pièces morcelées de plusieurs km<sup>2</sup> chacune selon un karst polygonal présentant un commandement de 150 m.

Trois phases principales ont été reconnues dans la morphogenèse depuis 250 millions d'années, c'est-à-dire du Permien à nos jours :

- une phase de karstification au cours du Permien fossilisée au Permien supérieur par les basaltes ;
- une érosion de la couverture basaltique au Mésozoïque et une nouvelle karstification, suivie d'une fossilisation à l'Eocène par les épais dépôts détritiques continentaux ;
- une exhumation des formes crypto-karstiques et une nouvelle karstification à l'air libre à la fin du Tertiaire et au cours du Quaternaire.

## C. Discussion sur la genèse des forêts de pierre

Les forêts de pierre sont fréquentes dans le Yunnan, mais on les rencontre aussi dans le Guangxi et dans le Guizhou où elles sont moins connues. Les grandes forêts de pierre nécessitent quatre conditions essentielles [Zhang, 1984 et Daoxian *et al.*, 1991] :

- une lithologie favorable : calcaires récifaux purs et massifs, à stratification épaisse, donnant de hautes colonnes ;
- un pendage faible : moins de 5° dans la zone de Lunan, auquel il faut ajouter un dense réseau vertical de joints de fracture permettant le découpage en pinacles ;
- une topographie particulière : dépressions larges avec grands bassins d'alimentation permettant une évacuation des altérites et le façonnement de grandes colonnes ; les pentes faibles à nulles donnent de petits pinacles et des dents de pierre ;
- une dissolution sous les sols : ce processus est essentiel comme l'attestent les formes arrondies en encoches et petites cavités, situées à la base des pinacles, tandis que les flancs et les sommets ont été découpés par le ruissellement des eaux de pluies.

Ajoutons que les paramètres géologiques (lithologie, pendage) et géomorphologiques (dépression, pente) défavorables ne font que limiter l'ampleur d'une forêt de pierre, mais ne l'empêche pas totalement. Ainsi, de nombreuses petites forêts de pierre ont été observées dans des calcaires moins purs, à pendage fort, ou dans des secteurs à faible pente. Le paramètre de base demeure donc le processus de crypto-corrosion de type pédologique.

### 1. La crypto-karstification

Dans le processus de karstification sous couverture (sols, altérites épaisses, moraines, alluvions, etc.), appelé actuellement crypto-



Photo 340 : La couverture d'altérites liée à l'altération des basaltes permien atteint des épaisseurs de 2 à 10 m dans les secteurs non déprimés. Cette exploitation artificielle a permis de mettre au jour le substrat carbonaté qui présente un relief cryptokarstique très irrégulier à l'origine des forêts de pierre.

*This quarry in the red alterite cover, 5-10 m thick, shows the top of a very irregular crypto-karst morphology which is at the origin of the stone forests.*

## Erosion des altérites rouges sur le plateau oriental du Yunnan entre Lunan (Shilin) et Shizong

*Erosion of red soils on the Eastern Yunnan Plateau between Lunan (Shilin) and Shizong*

photos R. Maire 1997



Photo 341 : Le décapage des altérites à cause de la déforestation récente montre l'apparition des dents de pierre (à gauche).

*The erosion of the red alterites (right) due to recent deforestation shows the appearance of stone teeth (left).*



Photo 341 bis : Le plateau du Yunnan apparaît comme un crypto-karst en grande partie décapée de sa couverture d'altérites avec de nombreuses forêts de pierre incipientes.

*All the Eastern Yunnan Plateau is a large crypto-karst showing the top of young stone forests.*

karstification, les flux hydriques imbivent les altérites et corrodent la roche calcaire. Si le processus complexe n'a été étudié que récemment, en revanche les effets ont été décrits depuis près d'un siècle comme par exemple dans le Bassin Parisien [*in* Renault, 1967-68 ; p. 556], puis ultérieurement dans de multiples études qui ont mis en exergue le processus de dissolution sous couverture pédologique [Fabre et Nicod, 1982]. Aujourd'hui, on distingue plusieurs types d'altération karstique sous couvertures meubles.

### **a. La crypto-karstification dans des calcaires purs**

Celle-ci exploite les réseaux de fissures et microfissures, en donnant des crypto-lapiés classiques, aux formes lisses et émoussées à cause d'une altération uniforme. Les flux hydriques, acides et souvent associés à du fer, utilisent les joints de tension. A l'échelle de la lame mince, on observe une pénétration le long des fissures et microfissures, voire des stylolithes et une altération pelliculaire du calcaire avec la formation de cutanes. Ce processus nécessite un régime hydrique semi-noyé avec battement de la nappe, sinon le processus se limite à une simple compresse de type pédologique, en alternance sèche et humide, favorisant les encroûtements ferrugineux et non une corrosion active. La crypto-dissolution en phase noyée à semi-noyée, mais drainante, explique la genèse initiale de départ des forêts de pierre de Chine, mais également de phénomènes identiques observés dans d'autres régions du globe [Vanara, 2000].

### **b. Préparation de la karstification par fantômisiation (altération isovolumétrique)**

Ce processus a été étudié récemment par A. Vergari et Y. Quinif [1999], puis par divers auteurs dans de multiples sites [Bruxelles, 2002]. Il se développe de préférence dans des calcaires impurs présentant un squelette argileux et/ou siliceux. L'altération sous couverture d'altérites pénètre la roche par les fissures et le réseau poreux et microporeux, parfois sur des épaisseurs considérables et dans des conditions de niveau de base proche (contexte noyé). Le résultat est une décarbonatation *in situ* provoquant le départ du  $\text{CaCO}_3$  en solution et la conservation du squelette insoluble de la roche, d'où l'expression de fantômisiation. Ce type d'altération ne peut s'effectuer que dans un régime hydrique saturé ou avec battement de nappes, supposant un départ des carbonates. Ainsi, quand des couches "fantômisées" sont présentes en montagne, elles témoignent de conditions environnementales anciennes bien précises, à savoir une période d'altération durant laquelle le secteur était proche du niveau de base, cas bien démontré dans les Grands Causses (France) avec l'altération des dolomies et des calcaires marneux jurassiques [Bruxelles, 2000].

## **2. Rôle des basaltes permien du Yunnan**

Toutes les études ont montré que les dents de pierre, typiques des zones récemment décapées par l'érosion, constituent le stade initial de formation des pinacles. Sur le plateau du Yunnan, autour de Lunan, les altérites rouges épaisses proviennent ainsi de la décomposition des basaltes permien donnant des complexes argilo-ferrugineux accumulés dans les paléo-bassins de sédimentation à la fin du Crétacé et à l'Eocène, les *Red Basins* ou bassins rouges. Dans le Guizhou, les altérites proviennent de l'altération de roches généralement pélitiques.

### **a. Mise en place des basaltes du Yunnan**

En Chine, la plupart des affleurements de roches volcaniques sont anciens : du Protérozoïque au Mésozoïque, mais il en existe de plus récents. Dans le sud-ouest du pays, les grandes étendues de basaltes du haut plateau du Yunnan datent du début du Permien supérieur. Ces trapps basaltiques font partie de la formation Omeishan (ou Emei) et s'étendent aussi sur le Guangxi, le Guizhou (Panxian), le Sichuan et le Xinjiang. Ils sont en relation avec la fin de la tectogenèse hercynienne (varisque) et parfois associés aux Indosinides (Permo-Trias).

Ces basaltes affectent le sommet de l'épaisse plate-forme du Yangtse (Protérozoïque à Mésozoïque), plus précisément la partie terminale de la formation carbonatée Maokou (P1m), c'est-à-dire au début du Permien supérieur. Il faut y ajouter des trachytes alcalins du Crétacé moyen présents à Yao'an, à 150 km à l'WNW de Kunming, mais ces volcanites du Crétacé n'affectent pas les forêts de pierre.

Le Permien inférieur est caractérisé par une très grande transgression marine comparable à celle du Sinien supérieur. Au Permien supérieur, les trapps basaltiques du Yunnan sont en relation avec une importante phase de rifting qui se produit le long d'une ligne de faille NW-SE. Ces basaltes, en partie terrestres et sous-marins, ont atteint des épaisseurs importantes, de plusieurs centaines de mètres, voire plus. Des paléo-dents de pierre, fossilisées par les basaltes, ont été observées dans la région de Lunan [Ford, Salomon et Williams, 1996]. Ces indices prouvent qu'une partie de la région était émergée et subissait une première karstification à la fin du Permien. Les études paléogéographiques montrent en effet, selon un transect ouest-est, un passage progressif d'un milieu continental à un milieu littoral, puis marin [Yang Zunyi, 1986] :

- des roches clastiques charbonneuses, continentales, dans la partie orientale de la zone de Xikham-Yunnan ;
- puis en allant progressivement vers l'est, au niveau de l'actuel haut plateau du Yunnan, des

dépôts néritiques et littoraux-marécageux avec charbons et carbonates, enfin uniquement des dépôts marins carbonatés.

### **b. Affleurement, altération et érosion des basaltes**

Du Jurassique à l'Eocène, les phases orogéniques de Yanshan 1, 2 et 3 affectent l'ensemble de la plate-forme du Yangtse. Durant ces longues phases secondaires durant lesquelles alternent crises orogéniques et phases de quiescence, le couple altération / érosion détruit une partie de la colonne sédimentaire, en particulier tous les terrains qui recouvrent les basaltes : pélites du Permien supérieur, puis épaisse série triasique à la fois clastique et calcaire. La répartition et la géométrie des affleurements du Trias montrent que cette série très épaisse est assez bien conservée au sud du Yunnan au niveau de la Nanpanjiang, avec des fenêtres où affleurent les basaltes, alors qu'elle est fortement détruite sur le plateau nord soulevé, en gros à la latitude de Kunming.

La mise à l'affleurement des basaltes intervient donc à différents moments de l'histoire paléogéographique, probablement dès le milieu ou la fin Mésozoïque. A la fin du Secondaire, à cause de la profonde et intense altération des basaltes sous climat humide et chaud, la dernière phase orogénique de Yanshan est responsable de la formation des bassins rouges continentaux de la fin du Crétacé et de l'Eocène, dans lesquels s'accumulent conglomérats et altérites rouges. A l'est de Kunming, le bassin rouge de Yiliang, situé juste au nord des forêts de pierre de Lunan, est le plus connu. Ce bassin a récolté le produit de la destruction des basaltes qui recouvrait la surface carbonatée.

La crypto-karstification des calcaires située sous la couverture d'altérites s'est effectuée lentement et profondément dans des conditions de faible drainage, à une période où la plate-forme était peu soulevée, donc avant la surrection himalayenne. Les forêts de pierre actuelles à grands pinacles se sont donc formées en deux étapes :

- une étape "souterraine" par altération au contact roche / altérite, dans des conditions de compresse humide, avec au minimum un niveau de base local proche ; ce qui a pu se produire à diverses reprises au cours du Tertiaire ;

- une étape aérienne quaternaire, en liaison avec la surrection himalayenne, le creusement des vallées et les changements climatiques quaternaires.

Ainsi, au cours du Tertiaire, avec l'orogénèse himalayenne, la plate-forme se soulève en plusieurs fois. Les altérites rouges issues de l'altération des basaltes sont érodées et les forêts de pierre commencent à se former, en particulier lors de la dernière phase de surrection, au Quaternaire. Les sommets à altitude régulière des pinacles évoquent l'ancienne surface calcaire subhorizontale autrefois recouverte par les altérites.

## **3. Ancienneté géologique des processus d'altération**

### **a. Altération profonde isovolumétrique et cryptokarstification**

Le processus d'altération, en particulier sous couverture, est un processus fondamental dans l'évolution géologique et géomorphologique des roches carbonatées, mais aussi dans les substrats silicatés, cas des profondes racines d'altération affectant les boucliers granitiques tropicaux [Millot, 1980]. Ainsi depuis les recherches récentes effectuées sur le processus d'altération isovolumétrique en roche carbonatée (fantômisation), il faut prendre en compte les altérations profondes et lentes effectuées en milieu peu drainant, donc saturé, qui constituent une préparation fondamentale au processus d'érosion après surrection tectonique.

Désormais, il est donc nécessaire de bien distinguer le processus de crypto-corrosion effectué en milieu drainant ou faiblement drainant (zone non saturée ou à battement de nappe) et le processus de fantômisation en milieu saturé, la partie altérée conservant son volume initial. Dans les deux cas, on constate que ces deux processus complémentaires concernent tous les substrats et notamment toutes les régions à reliefs peu accusés, particulièrement en milieu tropical humide, depuis le Précambrien. C'est dire l'importance du processus préparatoire d'altération profonde, en milieu non ou peu drainant, dans l'histoire des continents et dans la formation des gisements métalliques supergènes. En fait, le processus de cryptokarstification intervient ultérieurement après l'évacuation de la roche altérée qui permet le soutirage des altérites.

Dans le cas de la forêt de pierre de Lunan, on ne sait pas si la fantômisation joue un rôle, mais on doit envisager comme hypothèse une préparation ancienne par altération isovolumétrique, suivie d'une cryptocorrosion, puis d'une dissolution à l'air libre. C'est une piste de recherche à poursuivre.

### **b. Rôle de la corrosion bactérienne**

Dans les régions carbonatées, les études micromorphologiques à partir de lames minces sur de multiples sites tropicaux ou anciennement tropicaux montrent qu'il s'agit dans la plupart des cas d'une corrosion biochimique faisant intervenir des microorganismes comme les ferrobactéries et les manganobactéries qui attaquent la roche au niveau des joints intercrystallins. Cette altération en régime vadose, au sens pédologique du terme (milieu drainant lent), agit comme un "cancer" de la roche par microbiocorrosion en milieu confiné, anaérobie. Les bactéries digèrent le carbonate de calcium et parfois le remplace par du fer (goethite, hématite), cas possible dans les roches carbonatées poreuses avec précipitation des hydroxydes de fer lors

des phases de battement de nappe. La corrosion bactérienne intervient très probablement dans l'altération par fantômisation plus encore que dans la dissolution crypto-karstique.

### **c. Indicateur de circulation pédologique vadose**

Le phénomène de crypto-corrosion de grande ampleur donnant des fissures de 10 à 20 m de profondeur remplies d'altérites, voire plus, est un indicateur d'altération karstique en zone non saturée et de battement de nappe. Ce type de fonctionnement suggère donc un niveau de base proche, local ou régional, qui précède les phases d'érosion, donc de surrection et/ou de changements climatiques ou climato-anthropiques (destruction des forêts). Concernant les racines d'altération beaucoup plus profondes, affectant la masse calcaire sur une profondeur dépassant 100 m, cette hypothèse doit être envisagée pour la préparation lente en milieu non ou très peu drainant, en particulier pendant les phases de quiescence tectonique. Dater les forêts de pierre du plateau du Yunnan nécessite donc de dater plusieurs phases :

- la phase préparatoire d'altération isovolumétrique, si elle a existé, en milieu non ou très peu drainant ;
- la phase de crypto-corrosion en milieu drainant ;
- la phase de décapage des altérites, puis de modelage des pinacles par dissolution aérienne.

Il faut donc étudier avec précision chaque cas de figure. D'après les types de forêts de pierre rencontrées, depuis les plateaux à buttes mimant des châteaux en ruines jusqu'aux forêts de pierre incipientes mises au jour au cours du XX<sup>ème</sup> siècle à cause de la déforestation, bien des âges sont possibles. On peut même envisager des forêts de pierre préformées et anciennes, mais non encore décapées.

Toutes les forêts de pierre sont polygéniques, donc polyphasées. On peut logiquement penser que des forêts de pierre, aujourd'hui disparues, se sont formées tout au long de l'histoire géologique continentale de la plate-forme du Yangtse depuis le Sinien.

## **Conclusion**

Les karsts du Yunnan méridional, non étudiés dans ce chapitre, présentent les morphologies caractéristiques des karsts à buttes (qiufeng-ouvala) et pitons (fenglin-poljé) du Sud Guizhou et du Guangxi. On a vu dans le chapitre 6 que la région de Luoping et Shizong, au Sud-Est, marquent la transition entre le plateau du Yunnan oriental (2 000 m) et le plateau du Guizhou (1 200 m).

Les karsts du Plateau du Yunnan oriental, entre Kunming et la frontière du Guizhou, constituent l'archétype des karsts à forêts de pierre. Ces

plateaux, à topographie molle, présentent une couverture discontinue d'altérites tertiaires rouges provenant en grande partie de l'altération des basaltes permien de la formation Emeishan, mais aussi de l'altération des terrains non carbonatés de la colonne sédimentaire. Au cours de la surrection himalayenne, le décapage de cette couverture argileuse, notamment en bordure de bassins ou de vallées, a permis la genèse de forêts de pierre à partir d'un relief crypto-karstique préexistant. La forêt de pierre de Lunan (Shilin) a enregistré une histoire géomorphologique très complexe puisque les basaltes du Permien supérieur ont fossilisé une première forêt de pierre remontant à la fin du Paléozoïque. Au cours des siècles derniers, notamment pendant le XX<sup>ème</sup> siècle, la déforestation massive est à l'origine de l'apparition de forêts de pierre jeunes avec des dents rocheuses de 1 à 3 m de haut enracinées dans la couverture altéritique (chap. 13).

Dans le nord-ouest du Yunnan, les karsts himalayens de la région de Lijiang (Yulong) présentent des morphologies typiques de karsts alpins à dépressions glacio-karstiques et lapiés nus localisés entre 4 500 et 5 000 m. Le grand poljé de Napahai, près de Zhongdian, est une morphologie karstique majeure située déjà dans le contexte géologique des hauts plateaux du Tibet, mais dans un milieu climatique humide ouvert à la mousson indienne. Enfin le massif carbonaté englacé de Taizixueshan (6 740 m) constitue la borne glacio-karstique humide la plus élevée et la plus septentrionale du Yunnan. Son investigation reste à réaliser.

Cette région nord-ouest du Yunnan présente ainsi quelques-uns des phénomènes majeurs de la géomorphologie himalayenne : surrection et incision fluviale spectaculaire avec terrasses étagées, déstabilisation sismique des versants, travertins hydrothermaux, glacio-karsts, nivo-karsts, grands poljés, etc. Le champ d'étude est donc immense et les résultats attendus sont à la mesure de cette région géologique située au contact de la chaîne himalayenne et de la plate-forme du Yangtse.