

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 53 (1960)
Heft: 1

Artikel: Géologie de la région de Mt. Compass (feuille Milang), Australie Méridionale
Autor: Horwitz, Rudolph C.
Kapitel: III: Le paléozoïque supérieur et le cénozoïque
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162711>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 15.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Vers la fin du Protérozoïque, un bassin molassique se développe en bordure du bouclier.

Ces dépôts sont plissés; une série de plis donne des vagues parallèles au bord du bouclier. B. THOMPSON, dans un exposé devant la Société Géologique d'Adélaïde, a démontré que les plis (N-S) s'échelonnent vers le NNE au N d'Adélaïde. Au N du Golfe St. Vincent, ce phénomène est exagéré en un grand charriage.

3) Une zone plus géosynclinale où le Cambrien, peut-être aussi le Protérozoïque, passent au «Groupe du Kanmantoo» qui est un faciès flysch.

L'orogénèse a pris fin au Paléozoïque inférieur, soudant les nouveaux terrains au bouclier Yilgarnia. Ce nouveau socle se perd au S, sous l'Océan du Sud, et à l'E, sous des dépôts récents. A près d'un millier de kilomètres à l'E le socle réapparaît, plissé avec des dépôts paléozoïques inférieurs et moyens.

Faut-il voir là la migration du géosynclinal?

III. LE PALÉOZOÏQUE SUPERIEUR ET LE CÉNOZOÏQUE

Le Permien

Introduction et historique

La région étudiée est favorisée pour l'étude du Permien, non par la richesse des affleurements, car le Permien y est généralement couvert de dépôts plus récents, mais par la présence de nombreuses vallées façonnées par les glaciers de cette période. Elle nous révèle un paysage fossile.

En observant ces phénomènes, dont certains se trouvent dans la région étudiée, A. R. C. SELWYN, en 1859, reconnaît des glaciations en Australie méridionale. Il découvrit le fond glaciaire strié, recouvert de moraine, dans l'Inman Valley (fig. 6),



Fig. 6. Selwyn's Rock: fond glaciaire strié par les glaciers permien, visible dans la rivière Inman

situé à l'extrémité SW de la carte, là où le socle affleure dans la rivière Inman. Ces affleurements sont connus depuis, en Australie, sous le nom de « Selwyn's rock ».

Mais c'est à W. HOWCHIN (1926, 1929) que nous devons la première carte et la description de la répartition du glaciaire permien dans la région, ainsi que la corrélation de ces glaciations avec celles d'autres régions de l'Australie.

B. CAMPANA et B. WILSON, en 1954, établissent un levé détaillé des régions avoisinantes et, en 1955, font une synthèse de ces glaciations en Australie méridionale. Ils sont les premiers à décrire le rôle paléogéographique que joueront ces grandes vallées glaciaires pour les temps qui succèdent au Permien.

N. H. LUDBROOK, en 1957, date ces dépôts d'Australie méridionale et leur assigne un âge permien grâce à une faune ramenée par un forage à Yorke Peninsula.

Les glaciations du Permien sont les seuls témoins, dans la région qui nous intéresse, des séries de Gondwana.

Introduction stratigraphique et physiographie

Les dépôts glaciaires du Permien sont surtout des sables et silts bien lavés, contenant des galets et des blocs erratiques isolés ou en couches conglomératiques. Les dépôts d'argile sont beaucoup moins fréquents et n'apparaissent que dans une seule de ces anciennes vallées, à la base des sédiments permien. La moraine à blocs et débris non orientés dans des sables argileux n'a été observée que très rarement et toujours au voisinage du plancher glaciaire.

Ces sédiments ne sont conservés que dans les grandes vallées où s'écoulaient les glaciers permien. Dans la suite des temps géologiques, des périodes d'érosions rajeunies par des mouvements du socle, sont venues surimposer leurs effets à cet ancien modelé. L'eau et le vent n'eurent pas de peine à curer partiellement ces anciennes vallées des dépôts restés presque meubles du Permien. Ainsi, le relief actuel est proche de la topographie permienne, avec ses vastes vallées en U, ses auges glaciaires. Il ne s'agit pas uniquement d'une érosion récente, ce phénomène a joué à plusieurs époques, ayant succédé au dépôt des moraines (fig. 7).

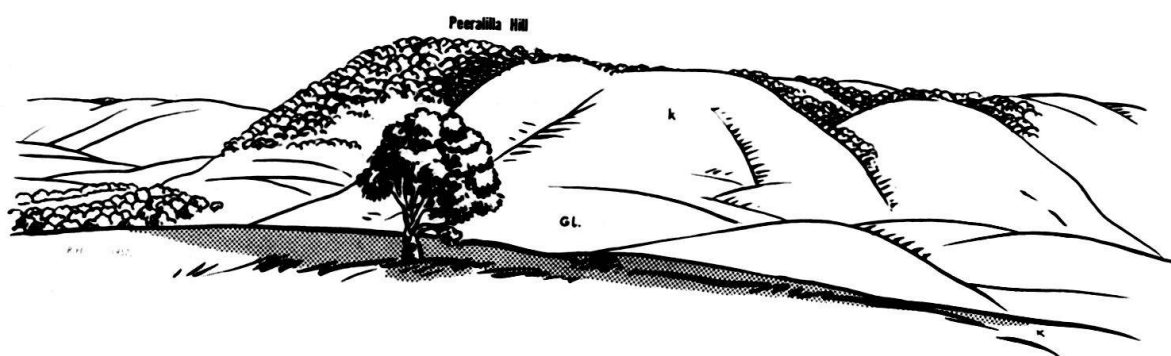


Fig. 7. Le contact du matériel glaciaire permien (GL), resté meuble, avec le soubassement (K) se marque souvent par une rupture de pente brusque, si la carapace latéritique pliocène a été érodée

L'aspect de ces vallées, dont le fond est souvent occupé par des sédiments récents, pourrait faire croire à des glaciations quaternaires. Mais ce n'est qu'une illusion, il s'agit d'un « relief glaciaire fossile » suivant l'heureuse expression de B. CAMPANA et B. WILSON (1955).

La moraine et les fonds glaciaires

La moraine proprement dite, formée de dépôts non stratifiés, n'a été observée sur la feuille Milang qu'en deux endroits.

a) Le talus de la route d'Ashbourne à Strathalbyn, à 5,5 km de la première ville (feuille B'), est taillé dans la moraine. Les éléments, subanguleux ou arrondis, ne sont ni orientés, ni triés (fig. 8). Certains blocs atteignent 50 cm de diamètre. Cette



Fig. 8. Moraine permienne du talus de la route d'Ashbourne à Strathalbyn ($\frac{1}{3}$ grand. nat.)

moraine repose, au N, sur le socle, mais le contact est masqué par le sol et la végétation. Seule la coupe de la route permet d'observer la nature morainique de ces dépôts.

b) Le second affleurement de moraine se trouve à l'extrémité SW de la carte (feuille D), et repose sur le fond glaciaire strié en direction W 15° N du «Selwyn rock». Notons en ce point un bloc erratique de granite de Victor Harbour, mesurant 2 m de diamètre.

Le matériel morainique remanié

Presque partout, les dépôts sont stratifiés, et une coupe généralisée des sédiments remplissant les auges glaciaires nous donne les unités suivantes:

a) Discordance de base sur le fond glaciaire,

b) Des niveaux à conglomérats grossiers stratifiés avec quelques horizons de galets fins, de grès et de sables. Les conglomérats comportent souvent des blocs de 50 cm de diamètre. Les galets sont orientés, ce qui accuse la stratification. Les bancs conglomératiques atteignent 3 à 4 mètres d'épaisseur; ils sont lenticulaires et leurs variations d'épaisseur rapides. Les sables et bancs conglomératiques montrent une sédimentation entrecroisée, chaque niveau tronquant et remaniant le matériel sous-jacent. Les bancs ne possèdent pas de «graded bedding».

Ces formations basales ont été particulièrement bien préservées dans les gorges de la rivière Finnis, 6 km à l'E de Mt. Observation, immédiatement avant les deux méandres de la rivière (fig. 9). Elles affleurent sur les deux rives. Leur présence est indiquée, presque partout au contact des formations antépermienues, par une

grande abondance de blocs et de galets qui jonchent le sol. Elles ont en outre souvent été recoupées par des forages toujours au contact du fond glaciaire.

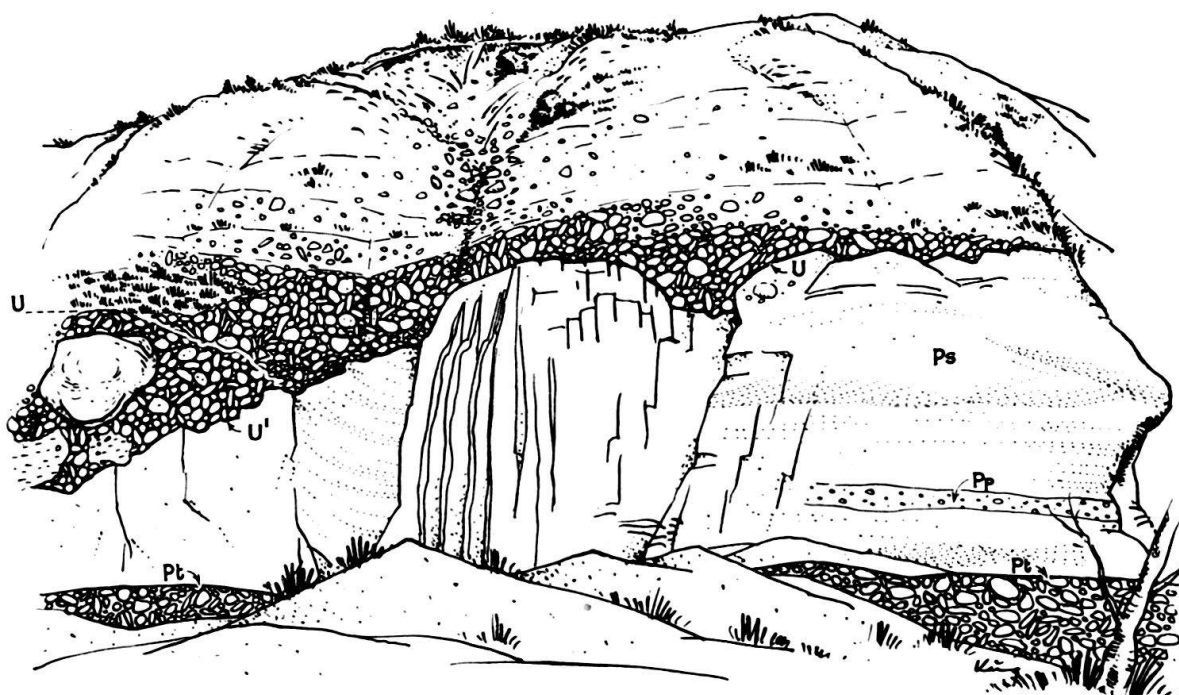


Fig. 9. Le matériel morainique remanié dans les gorges de la rivière Finnis, 6 km à l'E de Mont Observation. On voit deux discontinuités, entre U' et P. Le gros bloc des dépôts U' est remanié des sables entrecroisés sous-jacents

c) Les sables et silts se distinguent des formations précédentes par le fait que nous n'y avons jamais vu de niveaux conglomératiques grossiers. Il existe bien des niveaux pséphitiques, mais les éléments ne dépassent pas quelques cm de diamètre (fig. 10). Les galets de plus fortes dimensions, de 10 à 30 cm, sont toujours présents, mais ils sont isolés dans les bancs de sables et de silts.

La sédimentation est nettement entrecroisée et l'on observe aussi des coulées de boue dans les sédiments les plus fins.

Les sables et silts à galets parsemés sont bien visibles dans la gorge de la rivière Finnis, soit au-dessus des niveaux précédents sur la rive droite, soit sur la rive gauche deux cents mètres au S des premiers affleurements. On les retrouve aussi à 1,5 km au S d'Ashbourne sous le pont de la Finnis ainsi que 1,5 km au NNE de Tooperang dans le talus de la nouvelle route (feuille B'). Sur la feuille D', ils affleurent à moins d'un km à l'E de Brooklyn au bord du réservoir d'eau de Victor Harbour.

Ces formations ne sont pas de la moraine. Beaucoup de galets sont striés et leur origine est très lointaine, mais la nature des dépôts est certainement fluvatile. Il est donc probable que ce matériel d'origine glaciaire ait subi un transport important par l'eau. Parfois le Tertiaire recouvre ces dépôts. Leur formation est donc antérieure.

d) Les conglomérats supérieurs sont souvent recouverts en discordance par des sables riches en galets et des conglomérats (fig. 9), résidu des niveaux sous-jacents.

Le matériel fin a été emporté par les eaux de lessivage et l'action éolienne; il en résulte une concentration des galets. Nous les avons distingués du Permien là où ils étaient encroûtés dans les hydroxides de fer ou cimentés par du calcaire Tertiaire.

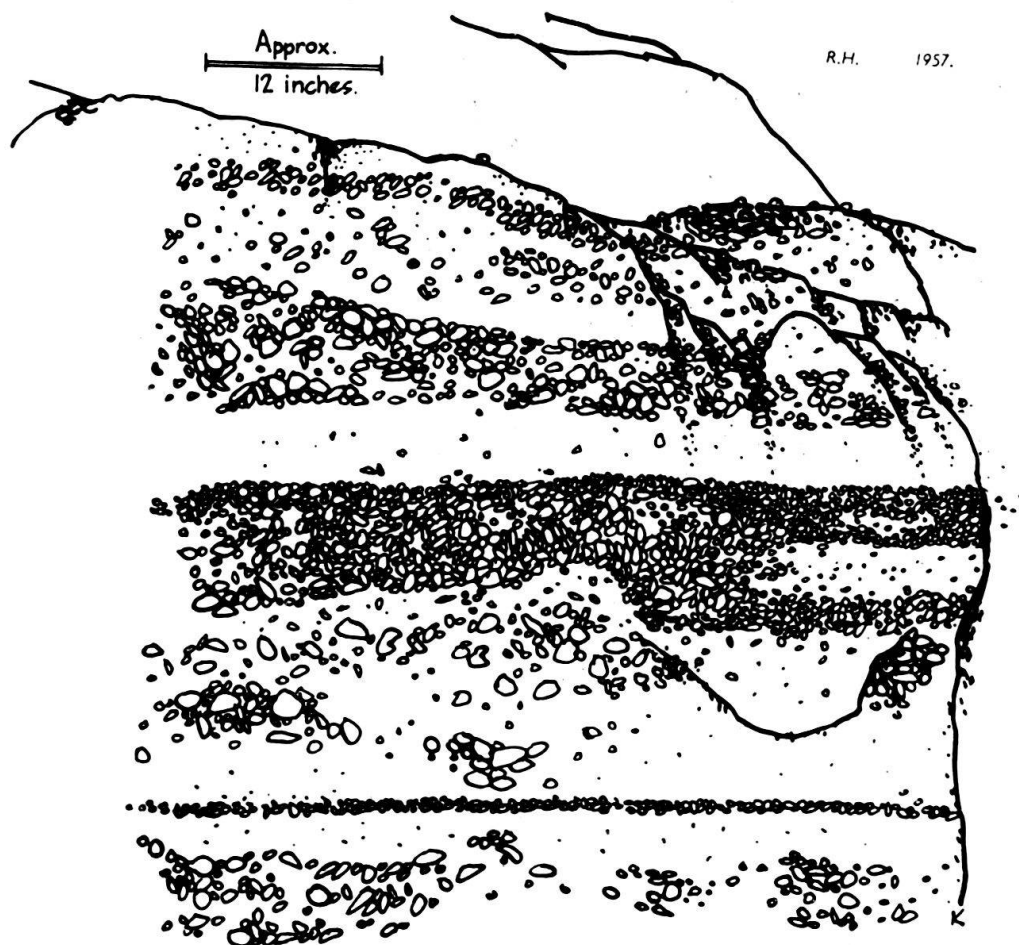


Fig. 10. Carrière au bord de la route, 13 km à l'WNW de l'embouchure de Currency Creek. Le matériel morainique remanié ne comporte que de petits galets

Dans beaucoup de cas, par contre, nous ne les avons pas séparés du Permien. Les affleurements sont souvent recouverts par des sables éoliens, compléments des conglomérats supérieurs. A suivre le Permien sur le terrain, où les sections sont rares, on ne voit généralement que des sols sableux plus ou moins riches en galets striés et blocs erratiques.

Les blocs erratiques, les différents glaciers permien

De nombreux blocs et galets sont d'origine locale soit: des grès feldspathiques et micacés du Kanmantoo, des quartzites et microgrès du Système d'Adélaïde et plus rarement des schistes cristallins et des quartzites à épidote du soubassement.

La distribution des erratiques étrangers à la région, nous permet de distinguer trois moraines, soit a) le matériel glaciaire des vallées de l'Inman et du Bas Hindmarsh, b) le matériel glaciaire du Haut Hindmarsh et c) celui de la rivière Finniss (fig. 11).

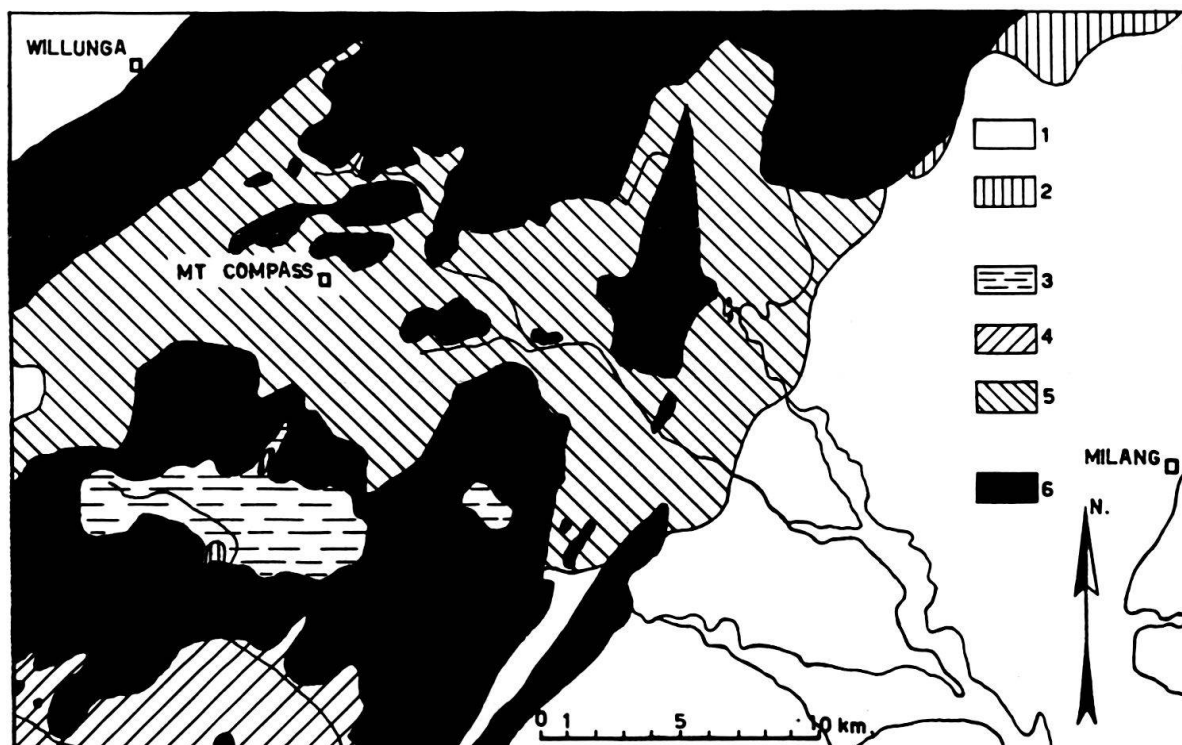


Fig. 11. Esquisse géologique montrant la répartition du Permien
 1: Quaternaire, 2: Tertiaire marin, 3: Permien du Haut Hindmarsh, 4: Permien de l'Inman et du Bas Hindmarsh, 5: Permien de la Finniss, 6: Socle prépermien

a) Le matériel glaciaire de la vallée de l'Inman et du Bas Hindmarsh se distingue des autres par une abondance de très gros blocs erratiques du granite de Victor Harbour. Les blocs atteignent fréquemment 2 m, l'un deux (fig. 12) dépasse 7 m de long. Ce granite est reconnaissable à ses grands cristaux de feldspath potassique, souvent zonés, arrondis ou en dents de cheval, et à ses quartz gris-bleu et violets.

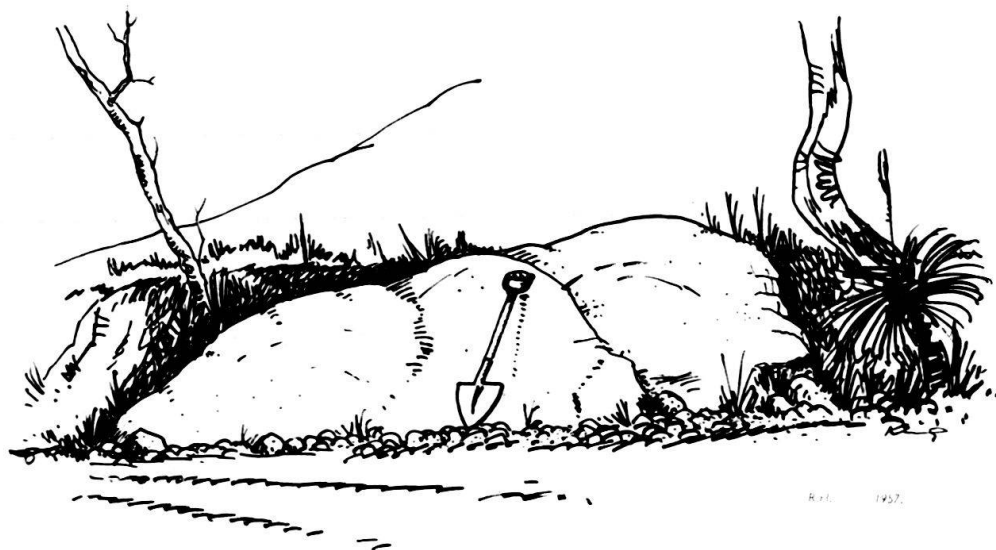


Fig. 12. Erratique volumineux de granite de Victor Harbour. Ce bloc transporté repose sur le socle prépermien, le long d'un sentier au N de la rivière Inman. Il mesure plus de 7 m de longueur

L'allongement du glacier de l'Inman et du bas Hindmarsh est en direction WNW et aboutit, à l'E, aux affleurements de granite en roches moutonnées de Victor Harbour. C'est en se basant sur ces phénomènes ainsi que sur les stries glaciaires de Selwyn's rock, que W. HOWCHIN (1926) détermina la direction d'écoulement de l'E vers l'W du glacier.

b) Le matériel glaciaire du Haut Hindmarsh: Le glacier du Haut Hindmarsh est un glacier local, tributaire de celui de la rivière Finnis. L'étude du glaciaire y est ardue, car le niveau de base du Haut Hindmarsh a peu changé depuis le Tertiaire; il n'y a pas de gorges offrant une bonne coupe du Permien. Ce dernier est recouvert par du Néogène ou du Quaternaire. Sa présence est signalée par l'abondance de galets glaciaires dans les dépôts récents, mais les affleurements de Permien sont rares et localisés en quelques points privilégiés.

Nous n'avons pas trouvé de galets étrangers à la région dans la vallée du Haut-Hindmarsh. Les erratiques ont tous une origine locale: pour la grande majorité du Kanmantoo, parfois des quartzites et des microgrès du Système d'Adélaïde. Les affleurements de Permien ne rejoignent pas tout à fait ceux de la Finnis, un col bas sépare les deux bassins. Il est taillé dans les roches cristallines de l'Archéen que recouvre une faible épaisseur de Pliocène. Pour nous, il s'agit là d'un verrou de confluence, la surface du cristallin étant proche de l'ancien fond glaciaire.

Il faut rattacher à cette vallée glaciaire les affleurements de Permien, situés à 13 km à l'WNW de l'embouchure de Currency Creek. Ces dépôts ne contiennent que des galets d'origine locale. Nous verrons, après l'étude de la tectonique, qu'une faille postpermienne a séparé ces dépôts de la vallée principale du Haut Hindmarsh.

c) Le matériel glaciaire de la Finnis.

Ce glacier aux nombreuses branches, verrous et glaciers latéraux a déposé une moraine caractérisée par une très grande variété de galets cristallins et sédimentaires étrangers à la région. Les granites holocristallins à grain fin et moyen y sont rares. Quelques erratiques de granite à grain grossier, à phénocristaux de feldspath potassique en dents de cheval ont été aperçus. Ils ont une texture semblable à celle des erratiques du glacier de l'Inman et du Bas Hindmarsh, mais dans ce dernier cas les blocs sont volumineux et très fréquents alors que dans la Finnis nous n'en avons compté que six, le plus gros atteignant 50 cm de diamètre. Les roches étrangères les plus fréquentes sont: un porphyre rose à phénocristaux de feldspath en tablettes de quelques millimètres de long, un porphyre gris à texture analogue, un porphyre quartzifère gris, et un quartzite massif rose. Ces derniers erratiques sont toujours des galets bien arrondis.

Les roches ignées se rattachent aux massifs de la plaine du Murray, entre la feuille Milang et la frontière du Victoria. Nous ne connaissons pas l'origine du quartzite rose.

Les argiles glaciaires

Des argiles pures n'ont été observées qu'en un seul endroit, dans les dépôts du glacier de l'Inman et du Bas Hindmarsh au N du croisement de la grande route Mt. Compass-Victor Harbour et de celle qui longe la rivière Hindmarsh. Ces argiles sont massives et recouvertes par des sables et grès massifs. Le contact est franc et incliné.

Les sables à galets, qui affleurent au fond de la rivière Inman, contiennent des débits argileux grisâtres et très silteux.

Le Tertiaire

Introduction

Dans la région étudiée, les premiers sédiments marins postpermien datent de l'Oligo-Miocène. Une zone a été épargnée par les mers tertiaires; elle sépare deux bassins marins, celui de Murray à l'E et celui d'Adélaïde à l'W.

Ces bassins ainsi que la bande continentale qui les sépare résultent d'un jeu de failles encore actives de nos jours. Cela explique pourquoi les plaines quaternaires épousent à peu près les bassins tertiaires et que la zone émergée au Tertiaire correspond à un pays de collines. De plus, un autre facteur a contrôlé la répartition des mers tertiaires, c'est la topographie existant lors de la transgression et en particulier les anciennes vallées glaciaires du Permien. C'est ainsi que nous trouverons, même dans la zone des collines, des dépôts marins tertiaires, mais localisés dans une vallée permienne.

Nous avons distingué deux dépôts continentaux liés chacun à d'anciennes surfaces, l'une prétertiaire ou éocène et l'autre pliocène. Là où existe le Tertiaire marin, ces deux niveaux continentaux sont donc séparés, par contre ailleurs, ils se confondent.

La surface et les dépôts continentaux prétertiaires ou éocènes

L'ancienne surface (que va attaquer la transgression tertiaire) est caractérisée par une abondance de pisolithes d'hydroxyde de fer (limonite) à surface lisse et brillante, souvent accompagnées de petits galets permien remaniés, bien polis et parfois laqués par une mince couche d'hydroxyde de fer. Cette surface prétertiaire n'est conservée qu'en deux points de la carte.

Dans la vallée de l'Inman (feuille D') à l'extrême S de la carte, les pisolithes jonchent le sommet plat d'une colline au SE de Sawpitt Cully, un tributaire de l'Inman. Elles reposent sur le Permien.

La deuxième localité se situe à 15 km au SW de l'embouchure de la Finniss. La couche à pisolithes repose là aussi sur du matériel glaciaire Permien, une dune récente la recouvre.

On retrouve les mêmes pisolithes remaniées dans le conglomérat de base du Calcaire oligo-miocène qui affleure à l'E de Strathalbyn (fig. 13). Le Calcaire repose sur le socle de Précambrien-Cambrien par son conglomérat de base riche en galets et

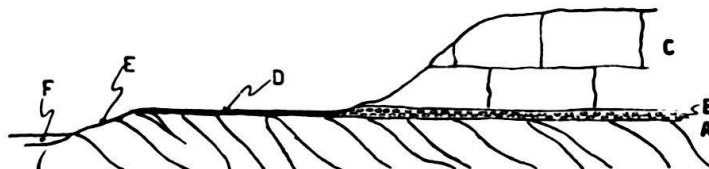


Fig. 13. Croquis schématique des affleurements à l'Est de Strathalbyn. – A: socle et surface de transgression. B: conglomérat de base, riche en pisolithes remaniées. C: calcaire oligo-miocène. D: résidu de lessivage du calcaire suivant la surface de transgression; se suit par des galets et des pisolithes, E: socle à l'affleurement.

pisolithes ferrugineuses remaniées. Ces éléments subsistent là où le Tertiaire a été érodé et son ciment calcaire dissout.

Le conglomérat de base et les dépôts résiduels portent sur la carte le même symbole que les deux surfaces à pisolithes décrites ci-dessus.

En dehors de la région étudiée, nous avons souvent observé des pisolithes remaniées dans les sables et couches de base du Tertiaire, notamment au S de Ochre Point, sur la côte (voir R. C. SPRIGG 1953) dans les «Maslin Sands» que I. CRESPIN (1954) attribue au Paléocène-Eocène.

Les pisolithes sont localisées uniquement à la base transgressive du Tertiaire et elles sont donc éocènes ou antérieures.

Le Tertiaire marin du Bassin du Murray

Le Tertiaire marin affleure en bordure des plaines quaternaires à l'E de Strathalbyn (feuille C'). On le suit par forages sous les plaines quaternaires qui forment le triangle SE de la région étudiée. Il se relie ainsi au bassin tertiaire du Murray. Les faciès observés indiquent que les affleurements marquent approximativement l'ancien rivage tertiaire.

Le Bassin de Murray contient du Crétacé et du Tertiaire qui débute avec l'Eocène. (N. H. LUDBROOK 1957 b). La portion du bassin incluse dans la région étudiée ne comporte que de l'Oligo-Miocène (N. H. LUDBROOK 1957 a) qui est, à l'affleurement, en repos direct sur le socle Précambrien-Cambrien. Sous le Quaternaire, dans la plaine, il recouvre aussi des sédiments permien.

Le Tertiaire est représenté presque uniquement par des calcaires zoogènes sableux, plus ou moins lessivés en surface. La zone de base peut être riche en galets et pisolithes limonitiques remaniés. L'apport détritique (sables et pisolithes) s'observe dans toute l'assise qui atteint 50 m de puissance environ. Nous avons, sur les levés, distingué des niveaux caractérisés par les dimensions des éléments détritiques. Les variations granulométriques étant graduelles, les limites adoptées sont un peu arbitraires.

A 2 km au SE de Strathalbyn, au N de la route principale qui va à Milang (feuille C'), le contact du Tertiaire sur le socle est visible. Les galets du conglomérat de base tertiaire atteignent 5 cm et ne persistent que sur une épaisseur de 20 cm.

A 1 km au NE de Strathalbyn (feuille C') sur la route de Woodchester, où le contact se voit aussi, la zone à galets atteint 2 m de puissance. Les éléments n'ont que 2 cm de diamètre.

A environ 4 km au S de Strathalbyn le contact est visible sous le Quaternaire dans les lits des rivières qui coulent vers le SE; par lessivage, il ne subsiste du Tertiaire que la trame sableuse; il n'y a pas de conglomérat de base.

En un point, à 1 km au SE de Strathalbyn, sur le versant droit de la rivière Angas, nous avons observé dans la tranchée de la route un faciès différent. Ce sont des sables à stratification entrecroisée très nette. Ces sables sont riches en dents de requins. En dehors de cet affleurement artificiel, des croûtes calcaires masquent la roche et rendent toute géologie mal aisée. Ces niveaux semblent d'après leur disposition spatiale devoir se superposer au calcaire sableux. Cependant, N. H. LUDBROOK

note que, dans les sondages, les sables entrecroisés sont situés sous les calcaires. Les couches tertiaires doivent donc être affectées d'une inflexion.

L'érosion karstique du calcaire tertiaire donne lieu à des dolines. Deux d'entre elles sont visibles au N de la route de Milang-Strathalbyn, à 2 km de cette dernière localité; par contre toute la plaine quaternaire qui recouvre ce Tertiaire en est criblée. Les dolines sont absentes là où le calcaire repose sur des sables de remplissage d'une vallée permienne. Ce n'est donc que dans le cas où le Tertiaire ne repose pas sur un niveau perméable qu'apparaissent ces phénomènes de dissolution.

Le Tertiaire marin du Bassin d'Adélaïde

Le Tertiaire du Bassin d'Adélaïde n'affleure pas dans les limites de la région étudiée. Il existe, sous le Quaternaire de la plaine de Willunga le long de la section de la côte (feuille Echunga et feuille Yankalilla) et probablement sous la plaine de Willunga (située au NE de la carte). En effet, dans cette région, de nombreuses dolines criblent les surfaces quaternaires comme c'est le cas dans les plaines du Bassin du Murray.

Le Tertiaire marin de la vallée glaciaire du Haut Hindmarsh

Une seule parmi les vallées glaciaires permienes situées à l'intérieur des collines contient des dépôts tertiaires marins: c'est la vallée du Haut Hindmarsh. B. CAMPANA et B. WILSON (1955) en signalent également en dehors de la région étudiée sous la plaine de Myponga dans la même situation (1954, 1955). Les points, où le Tertiaire a été reconnu sont tous situés dans la vallée glaciaire ou son prolongement après sa jonction avec celle de la Finnis. Ils appartiennent donc à un seul golfe, ou genre de fjord, tertiaire. La vallée permienne étant fermée vers l'E, nous ne pouvons rattacher ce Tertiaire à celui du Bassin du Murray. Ce sont les dépôts d'un bras de mer issu du golfe d'Adélaïde et arrivant donc de l'W, soit de la plaine de Myponga (fig. 11).

Nous n'avons pas trouvé de dépôts marins dans la vallée glaciaire de la Finnis en amont de la jonction avec celle du Haut Hindmarsh. L'étude du Pliocène et de la morphologie nous porte à croire que le bras de mer n'a pas pénétré en amont de la jonction des deux vallées.

L'érosion a entamé plus profondément les dépôts de la vallée glaciaire de l'Inman. Les affleurements ne montrent que du Permien coiffé par la surface à pisolithes préoligocènes. L'altitude de cette dernière est plus basse que dans le Haut Hindmarsh. La possibilité d'une invasion marine tertiaire demeure, bien qu'elle ne puisse être démontrée.

La surface latéritisée et les dépôts pliocènes

Une pénéplainisation très poussée et une période de latéritisation a suivi le Miocène.

La surface, qui en résulta, fut morcelée par des failles avant le dépôt du Pleistocène. Ainsi, vu de la distance, les blocs surélevés laissent aisément voir de profil cette pénéplaine. Elle présente des surfaces planes et des dépressions, ces dernières

correspondant aux vallées permienes. Nous retrouvons ici le rôle important joué par ces anciennes vallées. Les dépôts, ou l'altération, ne sont pas les mêmes dans les deux cas. Il nous a donc été possible d'en distinguer deux types: a) Les latérites et la surface pénéplainée du socle prépermien, et b) les dépôts ferrugineux des dépressions qui épousent les vallées glaciaires permienes.

a) En approchant la zone des collines, depuis la plaine de Willunga, l'on a devant soi une surface très plane et horizontale (fig. 14). Cette plaine élevée est bordée au



Fig. 14. Vue sur la faille de Willunga et la surface pliocène surélevée

NW par une pente inclinée vers les plaines quaternaires de Willunga; c'est le regard de la faille ayant relevé la surface pliocène. Cette surface est encroûtée d'hydroxydes de fer d'origine latéritique. Parfois elle ondule un peu, formant ainsi une pénéplaine. Vers l'E et le SE la pénéplaine élevée, s'abaisse vers la vallée glaciaire permienne de la Finiss.

C'est un cas général, dans la région étudiée, que de voir des latérites suivre une surface nivelée, sauf sur les anciennes vallées glaciaires fossiles.

Une coupe de cette ancienne surface montre la roche se chargeant en kaolin (altération des feldspaths). Plus haut, la texture de la roche est encore reconnaissable et le kaolin remplacé par un hydroxyde de fer. Au sommet, il ne reste plus qu'un ciment de limonite enrobant des grains de quartz ou de quartzite; la structure de la roche mère a complètement disparu.

Les seules roches qui percent ces croûtes, tels des îlots, sont les veines de quartz et les bancs de quartzites purs; ces derniers sont très rares, car les quartzites sont généralement feldspathiques. A part ces îlots, on peut parfois reconnaître la roche sous-jacente: les roches de l'Archéen sont couvertes d'un ciment d'hydroxyde riche soit en grains de quartz gris qui ont encore gardé la forme originale des porphyroblastes, soit en abondantes lamelles ondulées de quartz, si fréquentes dans les schistes cristallophylliens. Le conglomérat de base de la couverture sédimentaire protérozoïque se suit très bien par l'abondance de galets de quartz et de quartzites pris dans une matrice de limonite.

Les galets du conglomérat de base, les filonets et les grains de quartz, ainsi que les débris de quartz anguleux toujours proches de leur lieu d'origine, semblent tous indiquer qu'il n'y a pas eu de remaniement et qu'ils se trouvent in situ.

b) La surface à latérite peut se suivre du socle jusque dans les bassins des vallées glaciaires du Permien, soit en affleurements continus, soit par interpolation, mais les dépôts à limonite qui se développent sur le remplissage des vallées glaciaires du Permien, sont très différents de ceux des pénéplaines.

Nous avons décrit au chapitre du Permien, au-dessus des sables et silts à galets épars, un horizon conglomératique plus récent, résidu de lessivage des formations sous-jacentes. Cet horizon, ou un horizon semblable, fortement cimenté par de la limonite, se raccorde avec la surface latéritisée du socle cambrien-précambrien. Sur la carte, nous avons distingué le niveau supérieur du Permien qui est le seul à être cimenté par des hydroxydes de fer (fig. 15).



Fig. 15. Latérite pliocène riche en galets glaciaires remaniés ($\frac{1}{2}$ grand. nat.)

Ces couches à limonite sont stratifiées. Parfois, des sables et silts ferrugineux les accompagnent. En certains endroits, sur la surface, nous avons ramassé des débris de couches de limonite, finement litées et montrant des traces de coulées et des fissures de dessiccation (fig. 16).



Fig. 16. Fissures de dessiccation d'anciennes boues latéritiques pliocènes. Ces roches ne se trouvent que dans les bassins des vallées glaciaires ($\frac{1}{2}$ grand. nat.)

Cette carapace résistante détermine souvent, dans les falaises, une double corniche, en marche d'escalier. Nous ignorons la cause de ce dispositif.

La surface de ces dépôts, qui prolonge la surface latéritique nivelée du socle, n'est pas horizontale. Elle dessine un bassin, superposé à l'auge glaciaire, mais beaucoup moins accentué. La pente varie d'une vallée à l'autre; elle est plus forte là où le matériel glaciaire est absent. L'allure de ces surfaces et leur inclinaison fournissent des renseignements intéressants sur la paléogéographie du Pliocène et nous aident parfois à reconnaître l'origine glaciaire d'une vallée, même si les sables et silts remaniés font défaut.

Nous examinerons successivement chacune de ces vallées glaciaires en y étudiant le Pliocène.

La vallée glaciaire de l'Inman et du Bas Hindmarsh: Le Pliocène est complètement érodé dans ces vallées. Nous verrons par la suite que l'érosion y est encore très active. La surface latéritisée n'existe encore que sur les socles prépermien des bords de l'auge glaciaire (fig. 7).

La vallée glaciaire du Haut Hindmarsh: Le Pliocène à galets et sables est particulièrement bien conservé entre la vallée du Haut Hindmarsh et la route de Mt. Compass à Victor Harbour. La surface est érodée et interrompue vers le S où elle surplombe la vallée du Haut Hindmarsh.

Comme la surface est peu entamée, la morphologie est moins parlante que dans d'autres régions. En outre, là où la surface et les dépôts transgressent sur la roche permienne, les sables et galets à limonite persistent et sont très riches en pisolithes ferrugineuses de la surface préoligocène.

Les pisolithes sont englobées dans une matrice de limonite sableuse sans éclat luisant et surface lisse. Ils sont parfois agglomérés et corrodés (fig. 17). Nous avons cartographié ce niveau avec le Pliocène. Il est probable, qu'en cet endroit, la surface pliocène se confonde avec la surface préoligocène et que la latéritisation ait corrodé et remanié la laque des pisolithes anciennes.



Fig. 17. Pisolithes à limonite de la surface préoligocène (en haut) et les mêmes corrodées et remaniées dans les latérites pliocènes (en bas) (Grand. nat.)

Comme la surface forme encore une plaine peu entamée vers l'E et le N, la géologie y est ardue car les sables permien, recouverts par les latérites, se confondent avec des sables remaniés, récents.

Vers l'W, dans la vallée du Haut Hindmarsh, le Pliocène est en partie érodé et il ne reste que des lambeaux qui coiffent les collines en mesas. L'altitude de ces dépôts est supérieure à celle des affleurements miocènes voisins, ce qui confirme leur âge pliocène.

Pour reconstituer cette surface pliocène, nous devons tenir compte de deux facteurs: la forme des surfaces résiduelles et la tectonique. Pour le second point, nous pouvons prendre comme repère la surface là où elle recouvre des roches prépermienne.

La grande surface pliocène de Spring Mount au S de la vallée du Haut Hindmarsh, plonge d'environ 5° vers le SE. Ce pendage est considéré comme d'origine tectonique.

Par interpolation, nous pouvons reconstituer la pente du cœur de la vallée du

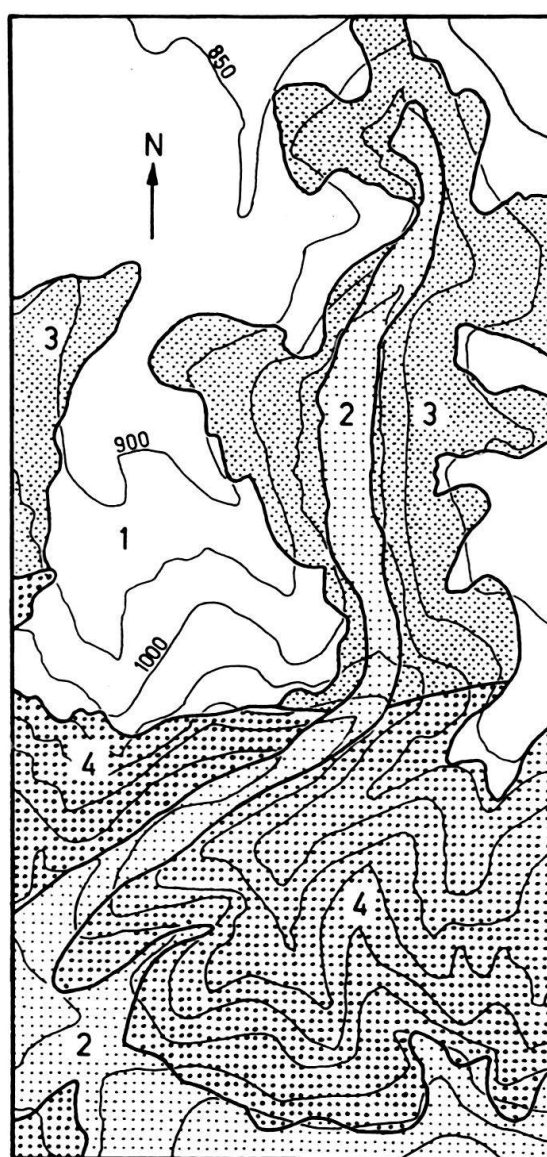


Fig. 18. Carte géologique au 1:25000 de la région au SE d'Edinburgh Swamp, illustrant la superposition des bassins permien et pliocènes. Equidistance des courbes : 50 pieds. 1: alluvions et débris de pentes quaternaires, 2: latérites pliocènes, 3: sables et galets permien, 4: socle prépermien.

Haut Hindmarsh. C'est un bassin, comme le montre la latérite du col, qui sépare cette vallée de celle de Myponga. La langue de latérite qui rejoint la surface du bord de l'auge glaciaire, au S d'Edinburgh Swamp, fait également partie de ce bassin (fig. 18). Si l'on redresse de 5° la pente de la vallée pliocène, elle s'abaisse légèrement vers l'W.

Nous présumerons donc que l'ancêtre pliocène de la rivière, qui coule dans la vallée actuelle du Haut Hindmarsh, rejoignait la vallée de Myponga et coulait vers l'E. Ce cours aurait donc appartenu, comme pendant le Miocène et le Permien, au système hydrographique de la vallée de Myponga, soit probablement au golfe de St-Vincent ou son équivalent tertiaire, le bassin d'Adélaïde.

La vallée glaciaire de la Finnis: L'étude de la surface pliocène dans cette vallée glaciaire aux nombreuses ramifications n'est pas aussi rénumératrice que dans le Haut Hindmarsh. En effet, des failles et des plis postpliocènes vont rompre la continuité de la surface. Sa reconstitution en vue d'en déterminer les bassins est donc hasardeuse et difficile.

Nous ne l'étudierons pas systématiquement, nous nous bornerons à signaler quelques points intéressants.

La surface pliocène est encore toujours déprimée sur la vallée permienne. Ce phénomène est net entre la plaine de Myponga et la région de Glensherra où la vallée principale permienne est orientée à peu près SW-NE. Des deux côtés, sur la roche prépermienne, la surface latéritique atteint des côtes d'environ 400 m pour s'infléchir vers le cœur de la vallée permienne, où les niveaux à galets cimentés par de la limonite forment des mesas à 300 m d'altitude. Cela se voit très bien dans la région d'Ulband (feuille D') ainsi qu'au travers du cours de la rivière Finnis quelques kilomètres avant que celle-ci n'atteigne les plaines quaternaires (feuille B' et E').

Citons enfin les affleurements pliocènes de Mt. Moon (feuille A') où des galets morainiques, probablement remaniés, sont cimentés par des hydroxydes de fer. Cette formation remplit un chenal qui s'allonge dans une région légèrement déprimée de la colline. Le mode de gisement et la nature de ces dépôts suggèrent un ancien cours d'eau encaissé.

La cimentation et la latéritisation sont des phénomènes superficiels d'âge pliocène. Cependant, nous avons observé des filonets de limonite bien au-dessous de la surface latéritisée. Ces hydroxydes remplissent généralement des fissures ou des bancs poreux. Il y a donc eu, par la suite, remise en mouvement partiel des hydroxydes à l'état de solution. Cela se fait encore aujourd'hui, car des stalagmites actuels sont parfois riches en limonite (C. BLEYS, communication orale).

L'effet secondaire n'est pourtant pas à comparer avec la sidérolitisation primaire d'âge pliocène. La continuité de la surface pliocène, le fait qu'elle forme des mesas, l'épaisseur et le degré de sidérolisation éliminent tout risque de confusion dans la région étudiée.

Tectonique

Un grand nombre de failles affectent le socle de la région étudiée et des régions voisines. Elles se traduisent parfois dans les sédiments de couverture, tels que le Permien et le Tertiaire, par des flexures.

Il est difficile de dater et de décrire la structure d'ensemble résultant de ces failles en se limitant aux observations portant sur la région étudiée. C'est pourquoi nous

avons eu recours à d'autres données sur les régions voisines, puisées dans la littérature géologique ou dans nos observations personnelles.

Il peut paraître curieux d'étudier la tectonique tertiaire indépendamment des plissements antérieurs. Cela se justifie par son caractère propre et le rôle capital qu'elle joue dans la morphologie actuelle. Nous ne voulons pas nier qu'une certaine dépendance existe entre les déformations tertiaires et calédoniennes. En quelques points, les anciennes structures ont dirigé les mouvements tertiaires, orienté quelque failles. Il existe en effet un parallélisme entre les cassures récentes et le bord du bouclier ancien Yilgarnia, soit entre les failles récentes et les anciens plis qui sont NE-SW dans notre région. B. CAMPANA (1955) remarque aussi ce parallélisme. Mais la tectonique tertiaire conserve son originalité. C'est une tectonique cassante accompagnée de surélévations et de gauchissements de la pénéplaine pliocène.

Les failles et flexures appartiennent généralement à des systèmes que l'on peut suivre vers le N sur quelques centaines de kilomètres. La péninsule de Fleurieu, ou Chaîne du Mt. Lofty, est un horst, comme le prétendait déjà C. FENNER en 1930. Il coïncide avec la zone exondée au Tertiaire. Il est donc probable que ces grandes lignes directrices sont anciennes et qu'elles ont déterminé la répartition des mers au Tertiaire et peut-être au Crétacé (fig. 19).

Le Pleistocène est généralement transgressif sur les failles et nous n'avons pas remarqué, dans la région étudiée, de rejeu plus jeune. Cependant, le très récent tremblement de terre d'Adélaïde prouve que l'activité tectonique se poursuit encore de nos jours.

La morphologie de toute l'Australie méridionale est dictée par ces failles, rendues encore plus visible par la fracturation de la pénéplaine pliocène. Sur la feuille Milang, l'exhumation des grandes vallées glaciaires du Permien crée une topographie spéciale où l'analyse morphologique pour la détermination des failles devient plus aléatoire. Ainsi, le bord d'une auge glaciaire, tout comme le passage d'une faille, détermine une brusque rupture de pente et les accumulations par le vent des sables d'origine glaciaire vont, d'autre part, adoucir parfois la pente des rejets de faille.

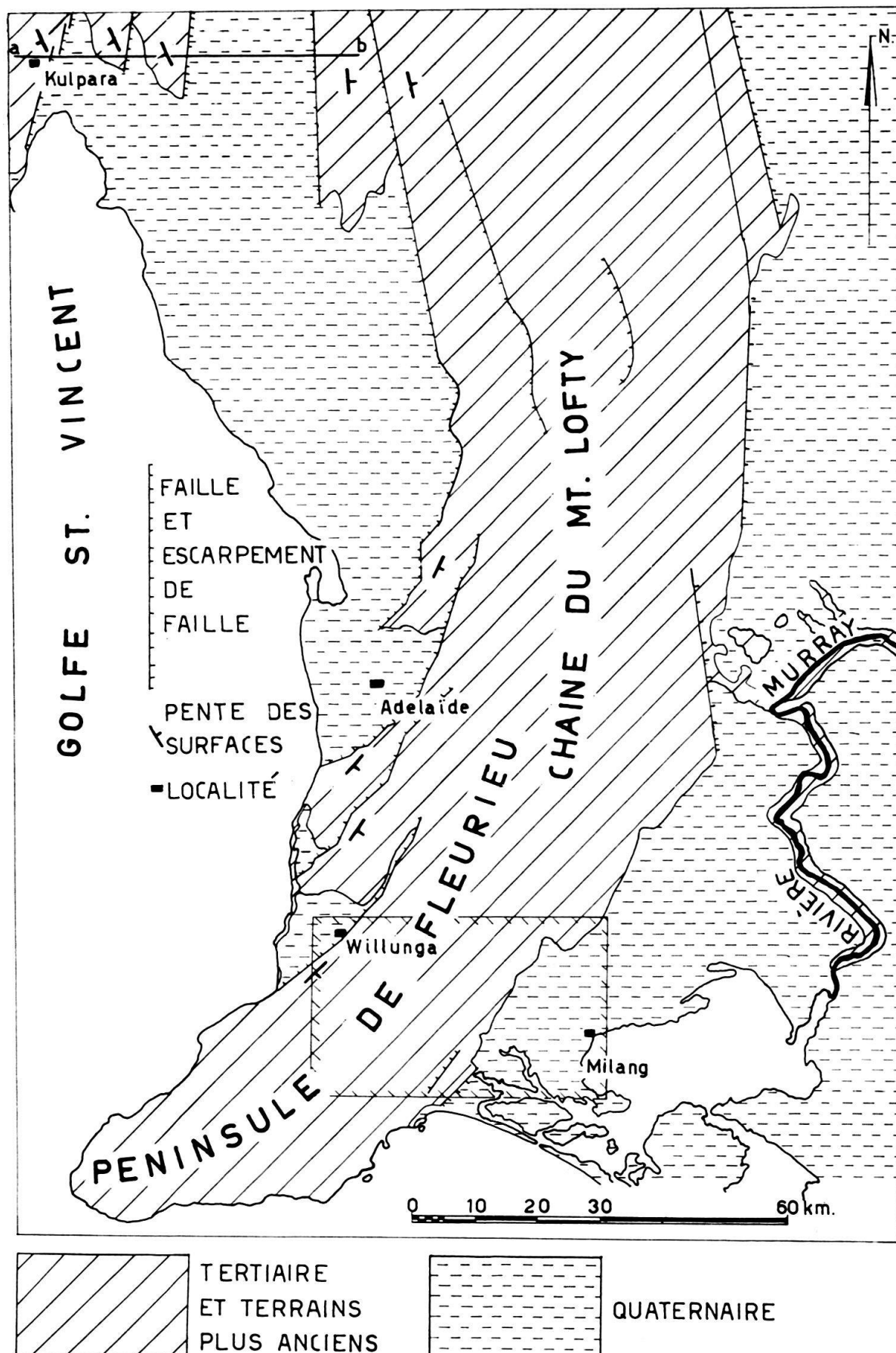
Nous étudierons successivement a) la faille de Willunga qui borde les affleurements des collines dans l'angle NE de la carte (feuille A'); b) les deux failles situées près des plaines quaternaires du Murray, dont l'une limite les affleurements des collines (feuille E'); c) les failles ou plis monoclinaux de la région de Wood Cone dont la direction est différente de celle des précédentes (feuille D'); d) la grande faille à décrochement important des Gorges de la Rivière Hindmarsh (fig. 21).

a) La faille de Willunga.

Cette cassure appartient à un système de failles, présumées normales, où la lèvre E est élevée par rapport à l'autre.

Ces failles se marquent par un escarpement faisant face à l'W. Ce trait morphologique est particulièrement visible là où la faille a déplacé la surface plane et latéritisée du Pliocène (fig. 14).

Fig. 19. Esquisse tectonique de la région des Monts Lofty et de la péninsule de Fleurieu, adaptée, avec quelques modifications, des cartes et publications du Département des Mines d'Australie méridionale.



Dans la région étudiée, comme ailleurs dans le S de la Péninsule, les failles sont orientées à peu près SW-NE. Plus au N, à partir de la localité de Gawler, elles prennent une direction proche de N-S (fig. 19).

Ces failles sont disposées en échelon, chacune montrant son rejet maximum au NW du précédent, dans la portion S de la Péninsule. Plus au N, les maxima se relient au NNW les uns aux autres. La surface pliocène disloquée rejoint la faille suivante avec un pendage marqué. L'ensemble donne donc, en section, un profil en dents de scie comme si les failles corrigeaient la pente de la surface. Cette dernière se fait donc vers l'E et le SE.

Suivons ce dispositif jusqu'à la latitude du fond du Golfe St. Vincent (feuille Wakefield, R. C. HORWITZ 1957). Une coupe normale à la direction des failles donne un profil très suggestif. Les dépôts de latérite n'existent pas, mais la surface inclinée est donnée par les dépôts préoligocènes à pisolithes lisses. Une coupe passant par la localité de Kulpara (fig. 19) traverse un graben: failles et surfaces inclinées possèdent des accidents symétriques de part et d'autre du graben. Le premier escarpement vers l'E est la faille la plus occidentale des cassures du système de Willunga. En coupe, les surfaces dessinent donc un anticlinal disloqué.

C. FENNER, en 1930 déjà, considérait la région du Golfe St-Vincent comme un graben. La pente des surfaces montre qu'il affecte un bombement anticlinal à axe faiblement incliné vers le S. Il en est la clef de voûte effondrée.

La faille de Willunga a, dans la région étudiée, un rejet qui dépasse 300 m. On ne voit pas la surface pliocène de la lèvre abaissée. Plus au N, (feuille Echunga, R. C. SPRIGG 1953) la pente axiale fait ressortir le Pliocène; le tracé de la faille est alors connu avec exactitude. Dans notre région, les dépôts quaternaires couronnent tout le bloc W; ils recouvrent même généralement la ligne de faille, le regard de faille ayant reculé par érosion. La position de la cassure devient alors imprécise.

La faille n'est pas rectiligne mais brisée et deux de ses segments se voient sur la surface étudiée; d'autres existent plus au N, sur la feuille Echunga. Les autres failles de ce système ont le même caractère. Dans l'ensemble de la Péninsule de Fleurieu, la ligne brisée qui est la trace actuelle des failles semble être une résultante de deux systèmes de cassures dont l'un tendrait à modifier l'orientation de l'autre pour donner une trace épousant les bords de l'ancien socle Yilgarnia. Les deux tronçons passant sur la feuille Milang se rejoignent à la localité de Willunga. Le tronçon S peut être placé avec précision, car les affleurements des terrains cambriens s'arrêtent souvent, suivant une ligne droite, parfois marquée par une légère rupture de pente. Le tronçon N fait un angle d'environ 10° avec le précédent et tend à une direction plus N-S. Le Quaternaire recouvre la trace de la faille et la rupture de pente a reculé par rapport à sa position initiale; son tracé est peut-être plus complexe que celui du tronçon S.

Cette différence d'érosion indique soit que le tronçon S est plus jeune que l'autre, soit qu'il a joué à une date plus récente. Cela est en accord avec les observations de B. CAMPANA et B. WILSON (1953) sur le prolongement S de la faille de Willunga. Là, les failles sont généralement antépleistocènes, localement pourtant, les dépôts de cet âge ont été disloqués.

Comme nous l'avons vu, plus au N et surtout à la latitude de la fermeture du Golfe St.-Vincent, les failles sont accompagnées par des inclinaisons (ou bombements)

des surfaces tertiaires. L'inclinaison persiste sur la feuille Milang. Par contre, en s'éloignant de la faille vers le SE, les surfaces deviennent horizontales

b) Les deux failles près des plaines quaternaires du Murray.

Les failles de Willunga se rattachaient à un système bien défini. Il n'en est pas de même pour celles du Murray, cela résulte du peu d'observations possibles dans ces régions.

1) Nous décrirons d'abord la faille qui limite les affleurements du socle cambrien-précambrien des plaines tertiaires et quaternaires du Murray.

Cette faille a une direction SW-NE et se suit depuis le bord S de la carte jusqu'à l'embouchure de la rivière «Currency Creek». Sa présence est basée sur des critères morphologiques. En effet, les affleurements du socle se limitent le long de la plaine suivant un talus rectiligne, abrupte et élevé. On ne voit pas, hormis une faille, un autre phénomène susceptible d'expliquer la disposition décrite ci-dessus. Il ne s'agit pas d'un ancien trait morphologique permien car ce dernier est inconnu sous la plaine.

Il ne reste pas de dépôts latéritiques sur le socle près de la faille permettant de construire l'ancienne surface pliocène. Il n'est donc pas possible d'en déceler les déformations. Il existe, il est vrai, des latérites à 1 km environ au NW de la faille, mais elles sont localisées dans une ancienne vallée permienne et non sur la pénélaine. Rappelons, que plus au NW, ces surfaces étaient horizontales avant d'accuser un pendage vers le SE, en approchant de la faille de Willunga.

La faille contre les plaines du Murray a une expression morphologique nette. Elle a donc joué récemment, comme celle de Willunga. Un autre point commun entre ces deux accidents est qu'ils se situent en bordure d'un bassin tertiaire. Ces deux failles semblent donc symétriques l'une de l'autre, encadrant un horst déprimé en son (centre) axe, ainsi que le montre la déformation de la pénélaine pliocène. La disposition est bien établie au voisinage de la faille de Willunga. Le relèvement des surfaces vers celles du Murray demeure hypothétique, mais est confirmé par les rares renseignements obtenus concernant la pente des surfaces pliocènes.

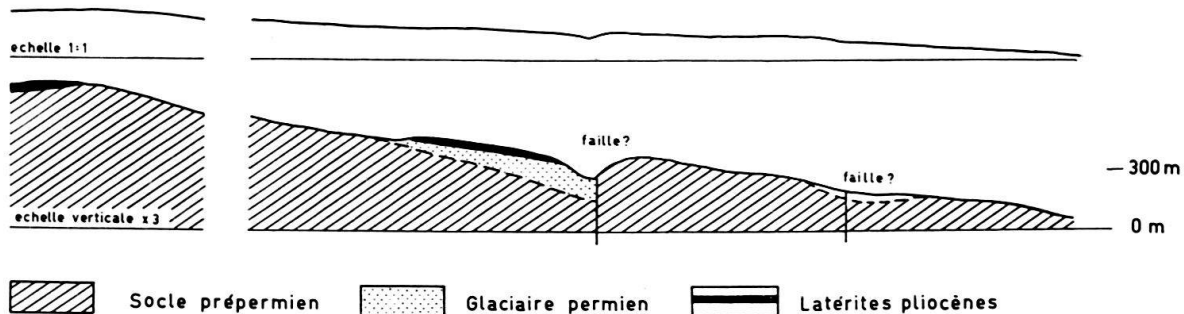


Fig. 20. Coupe en bordure des chaînes, près du bassin de Murray (en haut, échelle verticale = échelle horizontale, en bas, échelle verticale exagérée trois fois)

2) Une autre faille, à rejet inverse, se situe à environ 1 km au NW de la précédente et se suit sur 5 km à partir du bord S de la carte. Sa direction est NE. Cette cassure met en contact les roches du socle au SE avec le remplissage permien d'une vallée ancienne, coiffé de surfaces à pisolithes et de mesas latéritiques (fig. 20). Ici, la surface latéritisée ne remonte pas sur le flanc de la vallée glaciaire; elle plonge

nettement vers le SE jusqu'au contact du plan de faille ou s'horizontalise avant de l'atteindre.

Cette faille pourrait suivre un décrochement prépliocène et postpermien qui aurait rejoué lors de la dislocation des surfaces pliocènes, car il existe une structure ancienne qui s'étend plus au NE, en continuation. Dès la latitude de l'embouchure de la Finnis et de la localité du même nom, des latérites transgressent sur la trace de la faille en ne montrant que des ondulations de quelques degrés.

D'autres failles existent en bordure des plaines du Murray. (voir C. FENNER 1930, R. C. SPRIGG 1953, A. J. R. WHITE et D. THATCHER 1957). Là, comme pour la région étudiée, elles limitent les chaînes de collines en lignes remarquablement droites mais la surface pliocène est très érodée.

c) Les failles et plis monoclinaux de la région de Wood Cone.

Une faille à direction à peu près WNW-ESE déplace certains horizons précambriens. Elle se reflète, dans la couverture permienne, par des flexures. Tout près de celles-ci, un accident parallèle plisse le Pliocène.

La première cassure déplace deux bancs de quartzite à 1 km à l'W de Wood Cone (feuille D'). Là, il n'y a pas de rupture visible dans la couverture latéritique; dans la prolongation de la faille, le Permien est affecté car à l'WNW, (à 1 km au NW de Wood Cone dans la coupe de la route), les sables à galets du Permien accusent un pendage vers l'ENE. Ce pendage est faible, il atteint 20°.

L'autre faille, parallèle à la première, est située à environ 1 km au N. Là, on ne voit pas la roche prépermienne mais la latérite est, par endroits, redressée à la verticale.

Là où la faille atteint la route principale, Mt. Compass-Victor Harbour, la latérite s'incline vers l'ENE.

La première faille a donc joué avant le Pliocène et la seconde après. Ceci est aussi confirmé par le fait que la première n'occasionne aucune marche visible dans la topographie, tandis que la seconde se remarque par une dénivellation.

Il est pourtant probable que la première faille ait une origine plus ancienne;

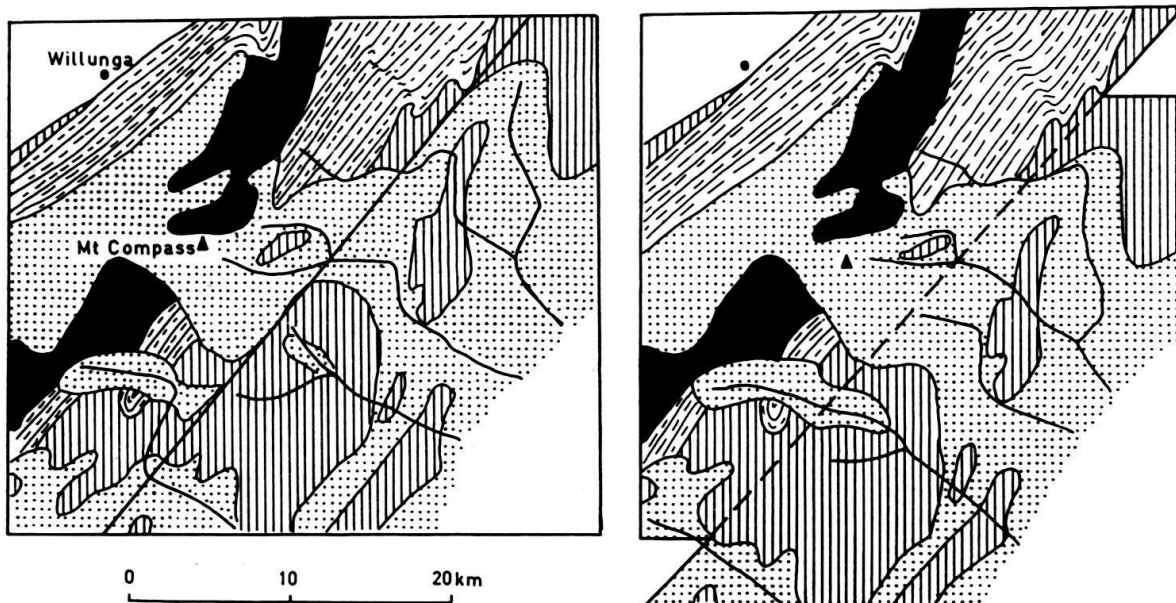


Fig. 21. Essai d'explication des coudes des vallées glaciaires par le jeu d'une faille

peut-être paléozoïque inférieure, car elle a un important rejet horizontal dans les roches prépermien.

d) Le décrochement important des Gorges du Hindmarsh.

Ce décrochement senestre décale de 6 km toutes les vallées permien. Il a été décelé par la comparaison du matériel glaciaire des différentes vallées, notamment celui de la vallée du Haut Hindmarsh et celui de Finnis Creek (fig. 21).

Ce décrochement n'a pas été contrôlé sur le terrain, nous ne pourrions donc pas le placer avec précision dans le socle prépermien. Mais rétablissons le dispositif tel qu'il était avant la cassure (fig. 21b). Les points suivants sont mis en évidence:

1) Les roches à tecture grossière du «Groupe du Kanmantoo», dans les régions de Tower of Babel et Peralilla Hills (feuille D'), se juxtaposent pour former une bande continue.

2) Le grand coude de la vallée glaciaire de l'Inman et du Bas Hindmarsh ainsi que les deux coudes de la vallée glaciaire de la Finnis sont éliminés. Les affleurements glaciaires du Haut Hindmarsh prolongent ceux du Currency Creek.

Le matériel morainique empiétant sur la faille, n'est pas en place, mais remanié.

3) La rivière de l'Inman se raccorde au Bas Hindmarsh après les gorges et les chutes de cette dernière, la rivière du Haut Hindmarsh au Currency Creek, et le début de la rivière Finnis au Tooperang Creek. Il se formera ainsi de grands cours d'eau qui suivent très exactement les anciennes vallées glaciaires.

4) La latérite pliocène n'est pas affectée par la faille.

Cette cassure se distingue donc des autres par l'absence de dénivellation des deux lèvres et un important rejet horizontal. Elle a en outre agi avant le Pliocène, sans rejouer postérieurement.

Le Quaternaire

Introduction

Nous grouperons dans ce chapitre, tous les dépôts plus jeunes que la surface latéritique pliocène.

Dans les régions avoisinantes, le Quaternaire est parfois faillé ou plissé. Ce n'est pas le cas dans la région étudiée où les dépôts de cet âge sont tous post-tectoniques. Seuls les mouvements isostatiques, occasionnant des variations des niveaux de base, sont responsables du démantèlement du Quaternaire.

Par analogie avec les régions voisines, certains dépôts sont groupés sous l'étiquette: Pleistocène. Ce sont d'anciens dépôts de piedmont qui forment, dans les plaines quaternaires, des terrasses élevées ou des formations éoliennes anciennes. Ces deux types de sédiments sont parfois encroûtés par des carbonates qui ne se retrouvent qu'à l'état de matériel détritique dans les couches plus récentes. Nous ne savons pas si l'encroûtement est aussi pleistocène; c'est pourquoi nous préférons répartir ces dépôts en deux groupes: Quaternaire ancien à surface encroûtée et Quaternaire récent et actuel.

Le Quaternaire ancien comporte les dépôts de terrasses du niveau le plus élevé, des dépôts éoliens partiellement encroûtés et des couches de croûtes calcaires qui masquent souvent d'autres horizons.

Le Quaternaire récent comprend des sables de rivage, des alluvions récentes, des débris de pente et des sables éoliens, tous récents et actuels. Nous avons, en outre, groupé dans le Quaternaire récent, les anciennes surfaces et terrasses des rivières, plus basses que la surface pleistocène, car elles ne sont pas encroûtées.

Toutes les unités de ce chapitre ont été reconnues sur le terrain. Comme ce sont souvent des unités morphologiques, nous avons complété les levés à l'aide de photos d'avion.

Le Quaternaire ancien

a) Les grandes plaines sont constituées par du Quaternaire ancien. La surface en est remarquablement plane et elle n'est entamée que le long de certains cours d'eau importants et le long du rivage. En d'autres endroits les eaux de ruissellement ont recouvert d'alluvions récentes ces plaines anciennes de piedmont.

Lorsque ces dépôts recouvrent des formations calcaires tertiaires, la surface est criblée de dolines, par place avec une telle abondance qu'elle en est abaissée de 1 à 2 m.

L'altitude de la surface oscille entre 10 et 20 m. Elle se relève à l'approche des collines, sa pente augmente et elle peut atteindre, par exemple vers Willunga, jusqu'à 150 m d'altitude. Ce redressement de la surface du Quaternaire ancien n'est probablement pas déterminé par un rejeu de failles, car il se retrouve aussi dans d'autres cas, par exemple sur les bords de l'auge glaciaire dans les vallées permienes même dans le cœur de la zone des collines.

Cette surface se suit bien entre les collines le long du cours de la rivière Finnis ou du Tookayerta Creek (feuille E'). Ces deux cours d'eau suivent la vallée glaciaire de la Finnis; de part et d'autre de l'axe de la vallée, la surface épouse la pente pour gagner le bord de l'auge glaciaire; cette dernière a donc aussi joué le rôle de bassin au Pleistocène comme au Néogène et comme aujourd'hui.

La surface pleistocène se suit donc jusqu'au cœur des chaînes, le long des cours de ces deux rivières. Dans d'autres vallées permienes et le long d'autres cours d'eau se retrouvent d'anciennes surfaces bien marquées, mais il est impossible de les raccorder directement au niveau supérieur des plaines. Cependant, l'extension et l'aspect de ces surfaces nous inclinent à leur assigner le même âge.

Dans les régions où le niveau de base des rivières s'est fortement abaissé, l'ancienne surface est démantelée de façon très spectaculaire. Dans d'autres bassins par contre, dans les plaines de Mt. Compass par exemple, les variations ont été faibles, la surface pleistocène restée intacte est impossible à séparer des plaines alluviales actuelles.

La vallée glaciaire du Bas Hinsmarsh et de l'Inman ne contient presque pas de dépôts pleistocènes. L'érosion y est très active et la surface ancienne a été totalement érodée, à moins qu'elle ne s'y soit jamais formée. On observe que de nos jours l'alluvionnement y est insignifiant; la rivière emporte tout le matériel détritique. La surface pleistocène se trouve par contre très bien développée dans une vallée latérale du Bas Hindmarsh (fig. 22), longeant la route Mt. Compass-Victor Harbour. Les terrasses dont la cote est de 100 m environ, dominant de 30 m le fond de la vallée. Relevons une disposition intéressante de cette ancienne surface. Sur le flanc W de la vallée, le niveau quaternaire ancien se relève, rejoint le sommet du flanc de

l'auge glaciaire et se poursuit au-delà sur la roche en place. Une surface analogue se retrouve sur l'autre versant de la rivière, mais cette fois, c'est du matériel permien qui est aplani sans dépôts récents. Ces surfaces, hors de la vallée, n'étant pas accompagnées de dépôts quaternaires, ne figurent pas sur la carte géologique.

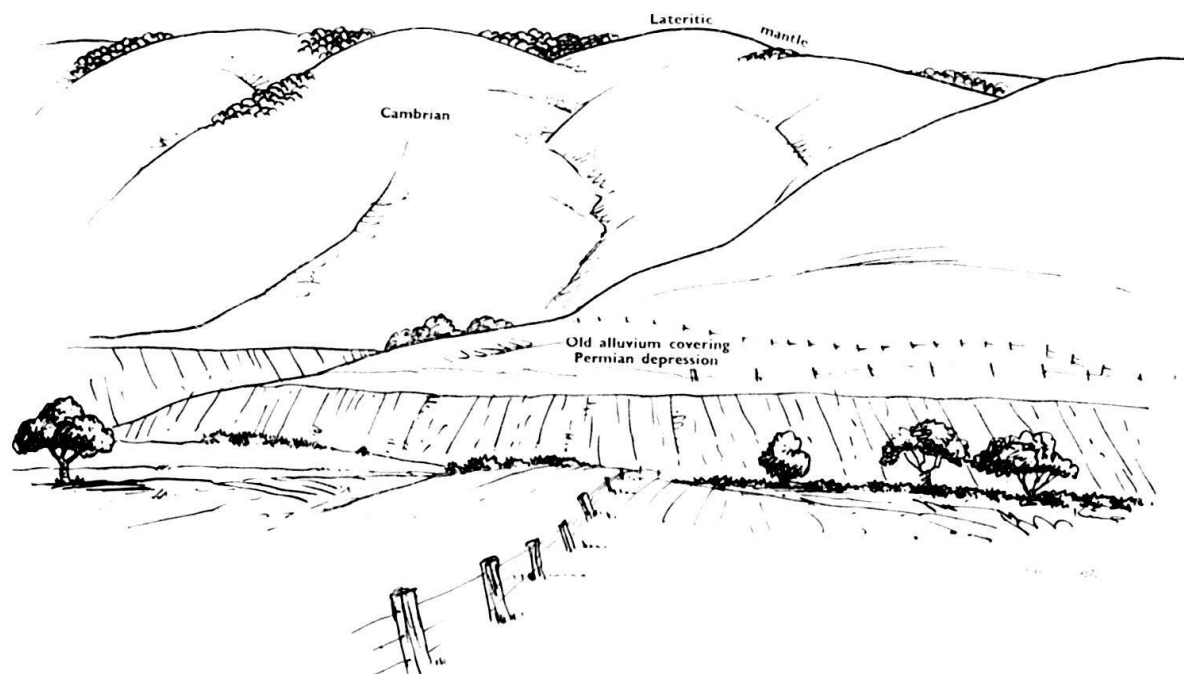


Fig. 22. Quaternaire ancien entamé.

Le versant de Willunga montre aussi des surfaces d'érosion prolongeant celle des dépôts pleistocènes; les roches du soubassement y sont calcaires et souvent encroûtées de carbonate secondaire.

Le col de confluence des glaciers du Haut Hindmarsh et de la Finnis est à 320 m. De part et d'autre du col, la surface pleistocène est à des altitudes inférieures. Les derniers dépôts pleistocènes avant les chutes du Hindmarsh sont à 250 m d'altitude. Il semble donc qu'au Pleistocène la rivière ait déjà coulé vers l'E contrairement à son ancêtre pliocène.

b) Les dépôts éoliens anciens et l'encroûtement calcaire.

Dans la région étudiée, comme dans une grande partie de l'Australie méridionale et de l'Australie occidentale, d'importants dépôts éoliens se sont accumulés, accompagnés d'un encroûtement calcaire. Depuis, le vent a redistribué les sables, et il reste, dans notre région, de vastes étendues encroûtées, squelettes des formations originelles. Là où les sables n'ont pas été cimentés et ont été enlevés, il apparaît une surface, souvent un lac salé, qui est à la même côte que la surface pleistocène. C'est ainsi que nous avons établi l'âge relatif de la surface et des dépôts éoliens.

Les dépôts forment souvent des collines allongées, en dos de baleine, parfois de plus d'un kilomètre de long et orientées ici W 15° N. Des observations faites en d'autres régions nous donnent la relation de la direction des vents avec l'élongation des collines. Sur la feuille Wakefield (R. C. HORWITZ 1957) les obstacles ont déterminé la formation de dunes fixes orientées parallèlement au vent dominant. Il a

dû en être de même dans notre région, les dunes y étaient analogues, les vents dominants étaient donc W 15° N.

Comme pour la surface pleistocène, ces dépôts remontent le long des dépressions permienes depuis la plaine quaternaire. Il s'en trouve encore dans la région au N de North Finiss.

Pour R. C. CROCKER (1946) le carbonate encroûtant ces dépôts tire son origine première du matériel éolien apporté. Dans d'autres cas, il est fourni par les calcaires sous-jacents, ainsi s'explique l'encroûtement des calcaires précambriens de Willunga et tertiaire de Strathalbyn.

Sur la carte, nous n'avons pas distingué les croûtes des dépôts éoliens de celles qui couvrent les roches plus anciennes; dans ce dernier cas nous ne les avons cartographiées que là où elles masquent complètement la roche sous-jacente.

Le Quaternaire récent

a) Les sables éoliens.

Les sables décalcifiés pleistocènes dans la plaine quaternaire et les sables du Permien dans les collines, sont sujets à un remaniement continu par l'action du vent.

Les accumulations de sables envahissent localement les escarpements regardant l'E, les talus encroûtés limitant les terrasses peuvent être de ce fait plus ou moins masqués. Il semble donc que le déplacement général de ces sables se fasse surtout de l'W à l'E dans la plaine quaternaire du bassin du Murray.

b) Terrasses fluviales, replats alluvionnaires, débris de pente.

Des terrasses fluviales postérieures à l'encroûtement sont fréquentes (fig. 23), elles sont plus entaillées par les rivières dans les plaines quaternaires que dans les collines.

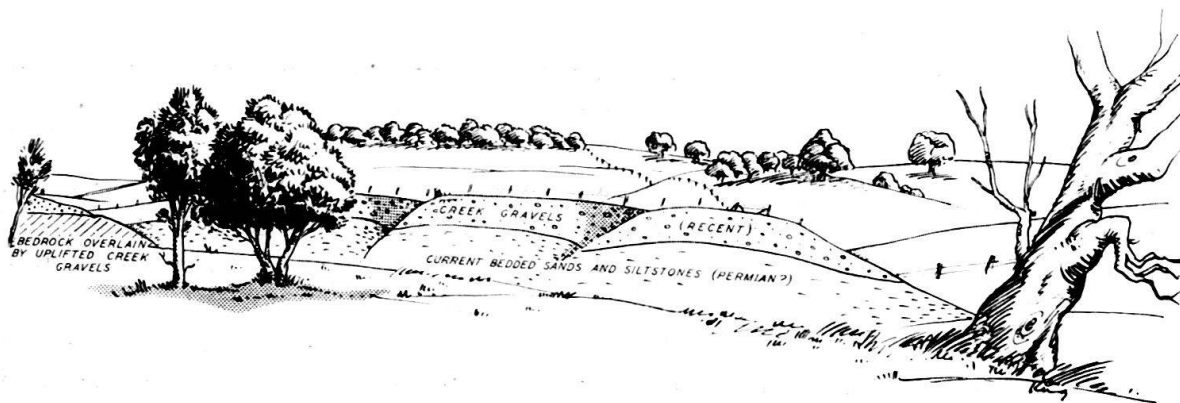


Fig. 23. Terrasse récente

Les replats alluvionnaires sont très fréquents sur les plateaux latéritiques, les bassins permienes et les plaines quaternaires. Les glissements de terrain sont rares en général, ils sont fréquents dans les phyllades du Marinoan et les couches à pyrite du Kanmantoo au N d'Ashbourne.