

La ceinture granulitique du Limpopo

Jean-François Moyen

22 janvier 2007

Table des matières

1	Structure d'ensemble	4
2	Les zones marginales	5
2.1	La zone marginale Nord	5
a.	Lithologies	5
b.	Structures et métamorphisme	5
2.2	La zone marginale Sud	6
a.	Lithologies	7
b.	Métamorphisme et déformation	7
c.	Modèle d'évolution : une orogénèse de type himalayen à 2.65 Ga	9
3	La zone centrale	10
3.1	Lithologies	10
a.	Les orthogneiss	11
b.	Le complexe de Beit Bridge	11
c.	La suite de Messina	12
d.	Le pluton de Bulai	12
e.	Granites protérozoïques	12
3.2	Métamorphisme et structures	12
a.	Conditions métamorphiques	12
b.	Structures	13
3.3	Problèmes de chronologie	14
4	Modèles d'évolution de la ceinture du Limpopo	15
4.1	Modèle "archéen surtout" : le collage des deux cratons a lieu à 2.6 Ga	17
4.2	Modèle "protérozoïque surtout" : la collision a lieu à 2.0 Ga	17

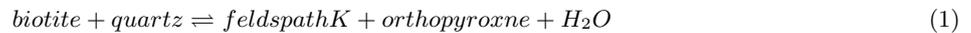
La ceinture granulitique du Limpopo (“Limpopo belt”) correspond à une bande de granulites large de 200 kilomètres, bordant le craton du Kaapvaal sur sa marge Nord et le séparant de son voisin au Nord, le craton du Zimbabwe. Les granulites enregistrent des conditions métamorphiques de 6 à 10 kbar pour des températures avoisinant les 800 ° C (donc au delà du solidus, les granulites du Limpopo sont souvent partiellement fondues). Des zones de cisaillement verticales, et des chevauchements, affectent les granulites.

Les protolithes des granulites du Limpopo étaient des roches magmatiques ou supracrustales, plus ou moins similaires à celles formant les cratons voisins. Mais à l’échelle cartographique, le contraste entre la ceinture du Limpopo et les deux cratons voisins est spectaculaire. Alors que les cratons se composent de roches en faciès schiste vert ou amphibolite, avec des ceintures de roches vertes de quelques dizaines de kilomètres, les granulites du Limpopo ont une structure plus chaotique, avec des étroites imbrications entre des petits fragments de roches supracrustales et d’orthogneiss, à l’échelle hectométrique ou inférieure.

Globalement, la ceinture du Limpopo représente une orogénèse de type collision continent-continent, entre le craton du Kaapvaal et celui du Zimbabwe. Cependant, en détail les choses sont un peu plus compliquées. L’âge de cette orogénèse, en particulier, est discutée. On trouve la trace de deux épisodes géologiques, à environ 2.5 Ga et 2.0 Ga. L’importance relative des deux est discutée.

Encadré 1 : Les granulites

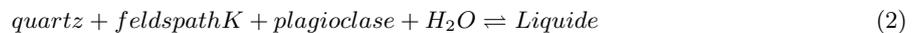
Le terme de "granulite" désigne toute roche équilibrée dans les conditions du faciès (métamorphique) des granulites, c'est à dire, grossièrement, plus de 700 °C et moins de 12 kbar. Ce sont des roches à plagioclase et pyroxène(s) ; ni l'amphibole, ni la biotite ne sont en principe stables dans ces conditions (ceci dit, on en trouve fréquemment dans des "granulites" à l'affleurement, car l'un comme l'autre se forment par déstabilisation des pyroxènes lors du retour à la surface de la roche). Le grenat est un composant fréquent ; cordiérite et silicates d'alumine (sillimanite ou disthène) sont parfois présents. Il s'agit donc de roches équilibrées au-delà (à plus haute température) de la réaction



Origine :

De telles roches peuvent se former de plusieurs façons :

1. Par cristallisation de magmas dans une croûte chaude (généralement en base de croûte). Dans ce cas, on se situe à droite de la réaction, le mica n'est pas stable et on forme bien des granulites magmatiques.
2. Par métamorphisme, et franchissement (prograde, en augmentant la température) de la réaction de destruction de la biotite. Il peut alors se passer deux choses :
 - Si il reste suffisamment de quartz et que du plagioclase est présent, la réaction



se déroule (dans la plupart des cas, elle se trouve à des températures plus faibles que celles de la réaction 2). On forme donc du liquide et de l'orthopyroxène, le bilan réactionnel est de la forme



C'est ce qu'on appelle une réaction de fusion incongruente, qui produit à la fois du liquide, et un nouveau minéral (ici, l'orthopyroxène, mais d'autres réactions fonctionnant de façon analogue peuvent produire de la cordiérite, ou du grenat).

L'entrée en faciès granulite se traduit par une fusion partielle, et les granulites sont des migmatites, ou des restites si le liquide est extrait.

- Si la réaction de fusion n'est pas possible, pour différentes raisons (un réactif un manquant, on se trouve en dessous de la température de fusion, etc.), de l'eau est libérée par la réaction . Cette eau peut être évacuée de la roche (par percolation, circulation dans des zones de cisaillement, etc.).

Nomenclature :

De très nombreux termes ont été ou sont utilisés pour désigner les granulites, ou roches associées. L'IUGS propose les définitions suivantes :

Granulite is a high-grade metamorphic rock in which Fe-Mg silicates are dominantly hydroxyl-free. The presence of feldspar and absence of primary muscovite are critical. Cordierite may also be present.

Une granulite, au sens strict, doit avoir un grain fin (<3 mm) (sinon, c'est un granofels). Les "roches granulitiques" ayant plus de 30 % de minéraux mafiques sont des "granulites mafiques" (on trouve aussi le nom de pyrigarnite pour une roche composée de pyroxène et de grenat — mais l'IUGS recommande qu'il soit abandonné). Les roches métamorphiques équilibrées en faciès granulite, mais qui ne sont pas des roches à feldspath et pyroxène (BIF, marbres, quartzites, etc.) ne devraient pas être qualifiées de granulites.

Quand il s'agit de roches d'origine magmatiques ("granitoïdes à orthopyroxène"), on parle de "roches charnockitiques". Comme ce sont des roches plutoniques, elles sont nommées sur la base de la classification de Streckeisen, avec les équivalences suivantes :

Place dans la classification de Streckeisen	Roche charnockitique équivalente
Granite à orthopyroxène	Charnockite
Granodiorite " "	Charno-enderbite
Tonalite " "	Enderbite
Monzonite " "	Mangerite
Monzonorite " "	Jotunite
Monzodiorite	

Pour compliquer encore les choses, il arrive que l'on utilise le terme de "orthogneiss charnockitique" (par opposition à charnockite, au sens strict) pour désigner un granitoïde, métamorphisé en faciès granulite. Sa minéralogie est donc celle d'une charnockite, bien qu'il s'agisse d'un magma qui a cristallisé dans des conditions qui ne sont pas celles du faciès granulite. . .

1 Structure d'ensemble

On distingue dans la ceinture du Limpopo trois zones, séparées par des zones de cisaillement (affleurant de façon très discontinue, elles sont le plus souvent couvertes de sédiments récents) :

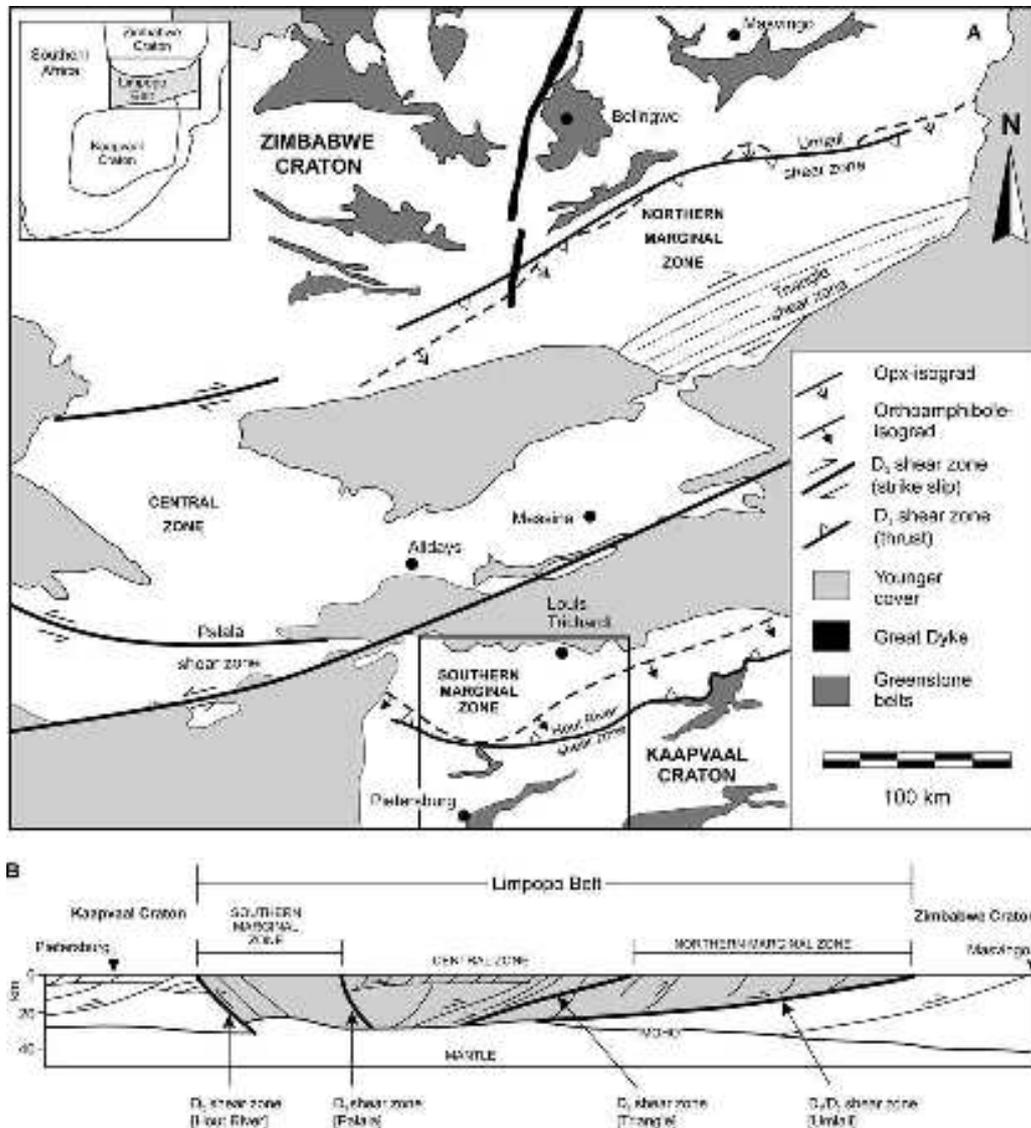


Fig. 1: Carte et coupe de la ceinture du Limpopo (van den Berg & Huizenga, 2001). La coupe est dessinée à partir de profil de sismique-réflexion.

- La **Zone Marginale Sud** (Southern Marginal Zone = SMZ) chevauche au Sud le craton du Kaapvaal, le long de la *Hout River Shear Zone*. Au Nord, c'est une zone de cisaillement presque verticale, la *Palala Shear Zone* (qui se prolonge au Nord-Est par la *Tsipishe Straightening Zone*) qui la sépare de
- La **Zone Centrale** (Central Zone = CZ), située sur la frontière du Zimbabwe. Elle même est bordée au Nord par la *Triangle Shear Zone*.
- La **Zone Marginale Nord** (Northern Marginal Zone = NMZ) affleure au Zimbabwe. Elle chevauche le craton du Zimbabwe le long du *North Marginal Thrust*.

2 Les zones marginales

Les deux zones marginales sont composées de roches dont les protolithes sont équivalents des roches des cratons voisins (Kaalpvaal pour la SMZ, [Kreissig et al., 2001](#); Zimbabwe pour la NMZ). Elles chevauchent chacune leur craton respectif, par l'intermédiaire d'une zone de cisaillement peu pentée. Cet épisode de collision (?) s'est, dans les deux cas, déroulé à la fin de l'Archéen, vers 2550–2600 Ma au Nord et 2690–2660 Ma au Sud.

En dépit de cet âge ancien, les structures des deux zones marginales (granulites chevauchant un terrain de degré métamorphique plus faible) évoquent tout à fait des zones de collision continentales modernes, et ne ressemblent plus du tout au style de tectonique (dominé par des mouvements verticaux, et sans grand épaissement crustal) classiquement connu à l'Archéen.

2.1 La zone marginale Nord

La NMZ est limitée au Nord par le “Northern Marginal Thrust”, par l'intermédiaire duquel elle chevauche le Craton du Zimbabwe; et au Sud par la “Triangle Shear Zone”, qui la sépare de la Zone Centrale.

a. Lithologies

On observe principalement des charnockites et des enderbites (au sens strict, ce sont des magmas mis en place dans les conditions du faciès granulite). Ces roches se sont mises en place entre 2710 ± 38 et 2637 ± 19 Ma ([Berger et al., 1995](#)), et elles sont intrusives dans une série de roches supracrustales essentiellement mafiques, qui représentent moins de 10 % de l'affleurement à l'heure actuelle.

Des granites syn-tectoniques (suite de Razi) se sont mis en place entre 2627 et 2547 Ma ([Mkweli et al., 1995](#); [Frei et al., 1999](#)); ce ne sont pas des granulites, ce qui suggère que leur encaissant était à cette date remonté vers la surface.

Ces épisodes sont grossièrement synchrones de ce qui se passe dans le craton du Zimbabwe lui-même (synthèse géochronologique dans [Jelsma et al., 1996](#)) : mise en place (au Sud du craton) de ceintures de roches vertes vers 2710–2640 Ma, puis de granitoïdes comprenant des tonalites et des granodiorites de 2670 à 2610 Ma. On considère donc que la zone marginale Nord est un fragment de la croûte inférieure du Craton du Zimbabwe, structuré au cours des mêmes épisodes, et remontée lors de la collision formant la ceinture du Limpopo.

b. Structures et métamorphisme

Les conditions métamorphiques dans la NMZ ont atteint 800°C et 8.5 kbar ([Rollinson, 1989](#); [Kamber & Biino, 1995](#)). L'âge du métamorphisme n'a pas été directement déterminé; en revanche il existe des contraintes sur l'âge de la tectonique (D1-D2, cf. plus loin), qui est le même que celui des granites syn-tectoniques de la suite de Razi (2627–2547 Ma) : c'est un âge voisin de celui de la déformation sur le craton du Zimbabwe¹ ([Dirks & Jelsma, 1998](#)).

Enfin, le chevauchement du North Marginal Thrust a été réactivé, en faciès schiste vert (D3), vers 2.0 Ga ([Kamber et al., 1996](#)).

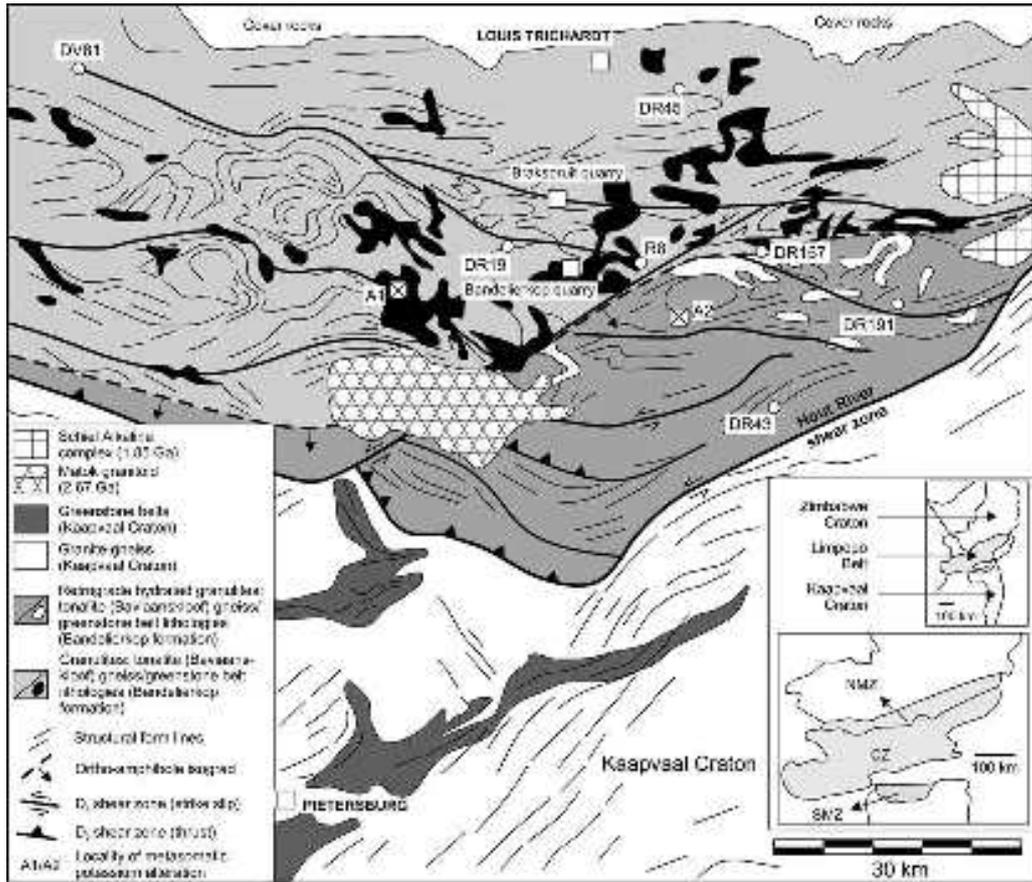


Fig. 2: Carte de la zone marginale Sud (van den Berg & Huizenga, 2001). Notez (1) le chevauchement frontal (ou système de chevauchements) de Hout River, qui superpose la SMZ au Craton du Kaapvaal; (2) l'existence au sein de la SMZ d'une zone dite "d'hydratation rétrograde", discutée dans le texte; sa limite recoupe les lithologies granitiques, montrant qu'il s'agit d'une structure tardive.

2.2 La zone marginale Sud

Pour des raisons logistiques et politiques, la SMZ est nettement mieux connue que la NMZ. Son histoire est globalement assez voisine : déformation et métamorphisme à la fin de l'Archéen de roches semblables à celles du craton.

La SMZ est limitée au Sud par la "Hout River Shear Zone", qui est un membre d'un faisceau de chevauchements affectant la SMZ, et qui est un chevauchement sur le Craton du Kaapvaal. Sa limite Nord est presque partout masquée par les sédiments protérozoïques (Soutpansberg); dans le Sud de la CZ, on distingue deux zones d'alignement ("straightening zones"), de Tsipishe et Muhalapye, qui marquent probablement l'approche de zones de cisaillements importantes. Le contact lui-même est représenté par la zone de cisaillement de Palala, qui n'affleure que sur quelques kilomètres (fenêtre de Koedoesrand).

¹Déformation qui d'ailleurs se traduit par des structures en dômes et bassins très caractéristiques des structures archéennes...

a. Lithologies

Granulites

La zone marginale Sud est formée principalement de granulites métamorphiques. Deux composants sont intimement mélangés :

- Un composant d’origine tonalitique, largement dominant (gneiss de **Baviaanskloof**). Ce sont des gneiss enderbitiques, c’est à dire des tonalites qui ont été par la suite métamorphisées. L’âge de ces roches est mal contraint ; des composants âgés de 3.5 – 3.3 Ga ont été rapportés (Barton & Van Reenen, 1992; Kreissig *et al.*, 2000), mais il est plausible qu’elles soient majoritairement plus jeunes (2.9 – 3.0 Ga, Kreissig *et al.*, 2000)².
- Un composant d’origine supracrustal. Ce sont des metapelites et des roches mafiques, connues sous le nom de gneiss de **Bandelierkop**. Leur âge (de dépôt) est encore plus mal connu, mais est sans doute lui aussi proche de 3.0 Ga³ (Kreissig *et al.*, 2000).

Les données géochronologiques, géochimiques et isotopiques (Kreissig *et al.*, 2000) suggèrent que ces deux formations sont les équivalents métamorphisés des gneiss et CRV du Nord du Craton du Kaapvaal (CRV de Pietersburg⁴ et Giyani⁵) ; ces deux CRV et les orthogneiss avoisinant se sont en effet formées entre 2.9 et 3.0 Ga (Poujol *et al.*, 2003) ; il semble même y avoir quelques composants plus anciens (3.3 Ga Kröner *et al.*, 2000).

La SMZ est divisée en deux “sous-zones” ; elles sont séparées par une isograde correspondant à l’apparition de certaines amphiboles (ortho-amphibole : anthophyllite et gedrite). Au Nord, les roches sont en faciès granulite ; au Sud, elles sont rétro-morphosées en faciès amphibolite, l’ortho-amphibole remplace l’orthopyroxène.

Plutons post-tectoniques

Il existe principalement un pluton (ou complexe plutonique) post-tectonique, le pluton de Matok⁶. Il s’agit en réalité d’un complexe plutonique dont les phases précoces sont enderbitiques (2671±4 Ma, Kreissig *et al.*, 2001), et les phases tardives granodioritiques (2667–2664 Ma, Kreissig *et al.*, 2001).

Le pluton de Matok est syn-tectonique, il est associé à des failles (zones de cisaillement de N’tabalala et de Matok) actives pendant sa mise en place.

Pétrologiquement et géochimiquement, le pluton de Matok est mal connu. J’ai proposé (Moyen, 2000) qu’il s’agisse d’un pluton de type “sanukitoïde”, c’est à dire d’un type magmatique que l’on observe fréquemment dans des contextes tardi-tectonique archéens, et qui pourrait correspondre à la fusion partielle d’un manteau enrichi par des composants subductés. On serait alors dans le cas de la fusion de la lithosphère (mantellique), par exemple lors de l’effondrement d’une chaîne de montagnes.

b. Métamorphisme et déformation

La déformation et le métamorphisme, dans la SMZ et le craton adjacent, correspondent à une histoire qu’on peut découper en 2 épisodes principaux :

²Plus exactement, les données isotopiques montrent que ces roches ou leur précurseur se sont séparées du manteau à cet âge ; dans le cas de TTG l’âge de séparation du manteau est assez proche de celui de mise en place. En tout état de cause la mise en place ne peut pas être plus ancienne.

³Plus précisément, les arguments isotopiques montrent qu’ils se sont formés à partir de roches séparées du manteau à cette période, le dépôt des sédiments est donc plus récent.

⁴La ville de Pietersburg a été renommée “Polokwane”

⁵La CRV de Giyani était connue sous le nom de “CRV de Sutherland” dans la littérature ancienne

⁶Les intrusions de Palmietfontein (ca. 2450 Ma) et Schiel (ca. 2050 Ma) sont trop jeunes pour se rapporter aux phénomènes se déroulant dans la SMZ ; ceci étant, ils ne sont pas ou peu déformés, ce qui montre que les événements à 2.0 Ga, présents dans la zone centrale, n’ont pas ou peu affecté la SMZ

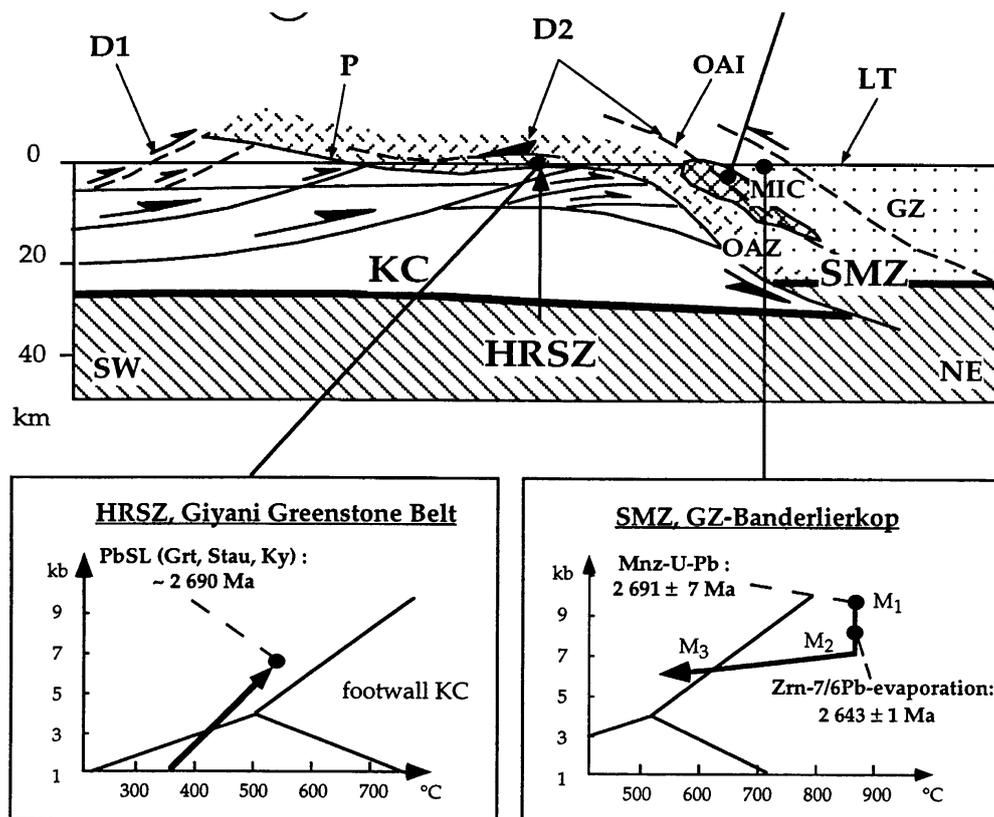


Fig. 3: Coupe schématisée au travers de la zone de cisaillement de Hout River (Kreissig *et al.*, 2001). Elle résume schématiquement (1) les deux générations de structures, D1 à vergence Nord et D2 à vergence Sud ; (2) les deux types de métamorphismes, sur le craton et dans la SMZ.

Épaississement crustal dans la SMZ (D1)

Épaississement crustal (D1), par des chevauchements à vergence *Nord* (préservés sur le Craton du Kaapvaal). Les structures D1 ne sont pas reconnaissables dans la SMZ. Un premier épisode métamorphique (M1) atteint des conditions jusqu'à 850 °C et 9 kbar (Van Reenen *et al.*, 1987).

Le métamorphisme M1 est daté à 2691 ± 7 Ma dans la SMZ (Kreissig *et al.*, 2001, carrière de Banderlierkop). Des chevauchements à vergence Nord dans la CRV de Pietersburg ont un âge un peu plus ancien, de 2729 Ma env. (De Wit *et al.*, 1992).

Exhumation des granulites (D2)

Décompression jusque vers 6 kbar, puis refroidissement en faciès amphibolite (M2 et M3), correspondant au jeu de chevauchements à vergence *Sud*, qui recoupent les structures D1 (figure ??) ; le plus important est le chevauchement de Hout River, qui correspond à une limite brutale entre les granulites de la SMZ et le Craton du Kaapvaal, mais il existe plusieurs autres zones de cisaillement D2 analogues au sein de la SMZ. Ces chevauchements permettent l'exhumation de la croûte inférieure de la SMZ.

Durant cette période, le craton du Kaapvaal est chevauché, et métamorphisé à son tour ; des klippen de granulites sont observées à plusieurs dizaines de kilomètres au Sud du chevauchement (Van Schalkwyk, 1991). Le chevauchement des granulites chaudes sur le Craton voisin a pu causer la déshydratation des roches du Craton

du Kaapvaal, et la migration d'eau dans le bloc supérieur (les granulites de la SMZ, chevauchantes); cet influx d'eau peut expliquer la réhydratation et la rétomorphose du Sud de la SMZ⁷ (effet "fer à repasser").

L'épisode D2 est rapide, puisqu'il se déroule pendant la durée de formation du complexe de Matok (< 9 Ma), et a lieu vers 2660–2670 Ma. On enregistre donc une remontée rapide de la région, puisque en quelques millions d'année on quitte les conditions granulitiques. Le métamorphisme dans le Craton est daté à $2716 \pm 37 - 2672 \pm 51$ Ma dans le craton du Kaapvaal (Kreissig *et al.*, 2001, , CRV de Giyani).

Déformation tardive

Un troisième épisode de déformation (D3) se manifeste par le développement de zones de mylonites étroites, dans des conditions plus froides, affectant l'ensemble des structures. Il n'a pas été positivement daté, et est interprété comme étant soit à 2.5 Ga, soit à 2.0 Ga, sur la base d'arguments de terrains et d'analogies régionales.

c. Modèle d'évolution : une orogénèse de type himalayen à 2.65 Ga

Le modèle classique pour l'évolution de la SMZ (Roering *et al.*, 1992) propose une orogénèse de type himalayen. Dans ce modèle, le bloc Nord (craton du Zimbabwe, ou fragment crustal inconnu — voir la discussion concernant la CZ plus bas) serait entraîné sous le craton du Kaapvaal. L'épaississement crustal, responsable du faciès granulitique, serait suivi de l'exhumation des roches de la croûte profonde, lors de la poursuite de la compression, et du développement de "rétro-chevauchements" sur le Craton du Kaapvaal (Hout River Shear Zone et structures D2 dans la SMZ).

Des variantes de ce modèle prennent en compte les idées récentes sur l'évolution des chaînes de montagnes et l'exhumation des roches de haute pression, par exemple en proposant des modèles de "redistribution gravitaire" (Gerya *et al.*, 2000), dans lesquels la remontée se fait de façon diapirique, dans une croûte partiellement fondue ou en tout cas très ductile. De tels modèles expliqueraient bien la nature très chaotique de la géologie de la ceinture du Limpopo, avec de petits fragments de différentes lithologies imbriqués à toutes les échelles.

Dans tout les cas, le démantèlement de la chaîne de montagne et des reliefs associés serait à l'origine, vers 2.6 Ga, de la mise en place des quartzites du Groupe de Wolkberg, à la base du Supergroupe du Transvaal.

Il est intéressant de noter qu'un tel modèle propose, implicitement, une orogénèse de type moderne dès 2.65 Ga, c'est à dire à l'Archéen⁸. En un sens, il est étonnant de constater que le modèle "himalayen" est accepté même par les chercheurs qui ne croient pas à l'existence de tectonique des plaques à l'Archéen : dans un contexte Sud-Africain, où au moins le centre du craton du Kaapvaal était stabilisé vers 3.1 Ga, il est facile de perdre de vue l'ancienneté de la Ceinture du Limpopo.

Il n'existe pas encore vraiment de modèle alternatif pour la ceinture du Limpopo; on peut pourtant se risquer à soulever quelques questions :

- L'épaississement crustal prouvé n'est pas très important, puisqu'on ne connaît pas de pressions de plus de 10 kbar (30 km); il n'y a en fait pas de preuves directes de croûte d'une épaisseur anormale.
- L'existence de géothermes froids, attendus dans des chaînes de subduction-collision (on en trouve même à Barberton, à 3.2 Ga!); et l'association de deux types métamorphiques aux gradients contrastés; sont absents de la ceinture du Limpopo.
- L'existence d'une subduction avant la collision n'est pas non plus établie; on ne trouve pas de traces d'un arc volcanique (même de nature différente de ce qui existerait à l'heure actuelle) avant la collision du Limpopo.
- Il n'y a pas de structures qui soit (à l'heure actuelle) interprétée comme se rattachant à un épisode d'effondrement post-collision, dont on sait pourtant maintenant que c'est le plus souvent une des choses les plus visibles dans une orogénèse terminée...

⁷Pour une explication différente, lire cependant, Stevens (1997); il propose que la zone réhydratée soit simplement une zone qui ait perdu moins de liquides magmatiques durant l'anatexie granulitique, et soit donc restée plus riche en eau, permettant sa rétomorphose lors de l'exhumation

⁸C'est à peu près l'âge de terrains archéens "classiques" comme la Province du Supérieur, au Canada!

3 La zone centrale

La zone centrale (CZ) diffère des deux zones marginales, d'une part parce que les roches qu'on n'y trouve ne semblent pas correspondre directement à des fragments de l'un ou l'autre des cratons voisins ; d'autre part parce que deux épisodes successifs, vers 2.6 et 2.0 Ga, semblent s'y être déroulés. On verra que l'importance relative des deux épisodes est discutée.

La Zone Centrale est bordée au Nord par la Triangle Shear Zone (en réalité souvent cachée sous les sédiments du bassin de Tuli), et au Sud par la Palala Shear Zone. L'une comme l'autre sont des zones de cisaillement verticales, avec une forte composante décrochante, et qui recoupent les structures ductiles de haute température de la CZ.

3.1 Lithologies

La CZ est surtout connue aux alentours de Musina⁹, près de la frontière du Zimbabwe. On observe dans cette région quatre unités principales : des **orthogneiss**, des roches supracrustales (**complexe de Beit Bridge**), des roches basiques litées (**suite de Messina**) et des granitoïdes intrusifs (**pluton de Bulai**).

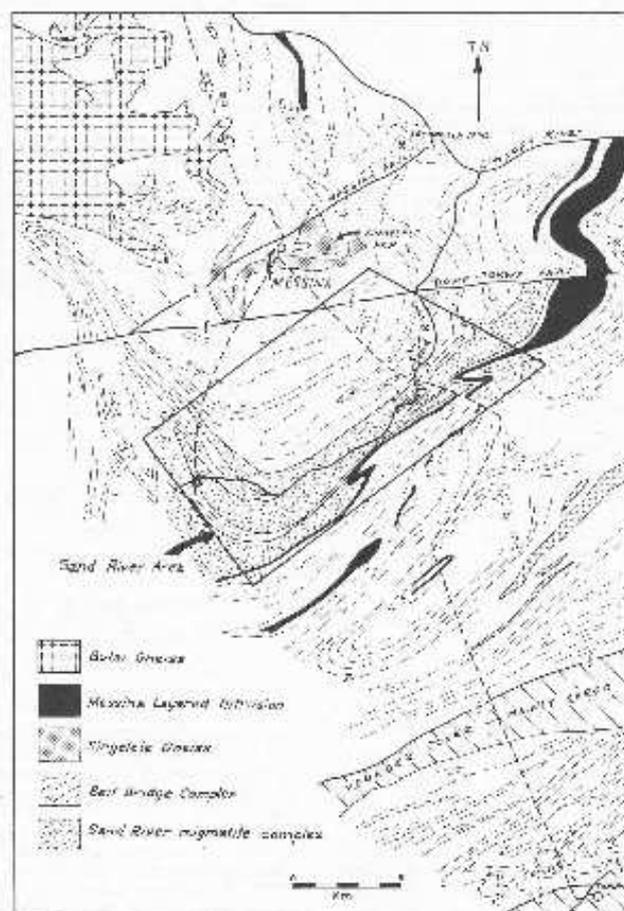


Fig. 4: Carte géologique de la région autour de Musina, dans la zone centrale (Fripp, 1983). L'essentiel de la région est occupée par des lithologies appartenant au complexe de Beit Bridge (fond blanc), pour l'essentiel des gneiss quartzofeldspathiques. Les gneiss de Singelele (métapelites anatectiques, 2680–2570 Ma) ; les gneiss de Sand River (gneiss gris TTG, 3.1–3.2 Ga) ; et le complexe de Musina (intrusion basique litée, 3.1–3.2 Ga) occupent des petites zones, et sont plissés avec le complexe de Beit Bridge. Le pluton de Bulai (2572 Ma), dans le coin NW, est intrusif dans l'ensemble précédent.

La terminologie est complexe et fluctuante, les noms des différentes formations changent selon les auteurs.

⁹Anciennement Messina

a. Les orthogneiss

Ce sont des gneiss TTG, très déformés et plissés avec les roches supracrustales voisines. Il en existe au moins trois générations :

1. Les **gneiss de Sand River** sont vieux de 3.33 à 3.17 Ga¹⁰ (par exemple [Jaeckel et al., 1997](#)). Ils représentent probablement le socle sur lequel les roches supracrustales du complexe de Beit Bridge se sont déposées. Les gneiss de Sand River forment une unité de gneiss bandés, migmatitiques, très déformés et très composites.
2. Les gneiss de **Alldays** (100 km à l'Ouest de Musina) sont vieux d'environ 2640 Ma ([Kröner et al., 1999](#)). Ce sont des roches déformées à l'état solide, mais sans pour autant arriver à la complexité des gneiss de Sand River. Ils sont intrusifs dans les roches du complexe de Beit Bridge. Une unité équivalente, au Sud de Musina, est connue sous le nom de gneiss de Verbraard ; au Botswana, on utilise le nom de gneiss de Zanzibar.
3. Les gneiss de Tsipishe, et une unité non nommée proche de la mine de Venetia, ont des âges plus jeunes : respectivement 2510 ± 10 Ma ([Kröner et al., 1999](#)) et 2448 ± 53 Ma ([Barton et al., 2003](#)). Ce sont des gneiss très cisailés dont on ne sait pas grand chose de plus (roches syntectoniques dans les zones de cisaillement ?).

b. Le complexe de Beit Bridge

Ce terme désigne un ensemble hétéroclite de roches essentiellement supracrustales ([Brandl, 1983](#)), d'âges et de natures différentes. La terminologie officielle (utilisée dans les cartes géologiques) propose de subdiviser le complexe en trois groupes : Groupes de Mount Dowe, Malala Drift et Gumbu ; vu l'intensité de la déformation et l'imbrication des différentes unités, c'est une tentative qui semble un peu illusoire et cette terminologie est maintenant peu utilisée. Des travaux récents cependant ([Buick et al., 2003](#)), montrant qu'une partie du complexe de Beit Bridge serait plus récente (protérozoïque inférieur ?) que le reste (archéen ?) ont quelque peu revitalisé cette nomenclature.

Sur une base lithologique, les composants du Complexe de Beit Bridge sont

- des gneiss quartzo-feldspathiques (quartz+feldspath potassique+plagioclase, leucocrates). Pour certains d'entre eux (**gneiss de Singelele**, cf. plus bas), les relations de terrain indiquent clairement qu'il s'agit de liquides anatectiques, associés à des métapelites. D'autres sont sans doute d'anciens sédiments gréseux (arkoses), ou des rhyolites. C'est le composant dominant en volume.
- des granulites (plus précisément, des métapelites granulitiques).
- des quartzites.
- des amphibolites.
- des marbres.
- des calc-silicates (calcite + dolomite + clinopyroxène + feldspath K).

L'ensemble de cette association, dominée par des quartzites ou des roches siliceuses, et associées à des carbonates, pourrait assez bien correspondre à une série sédimentaire de plate-forme ou intracratonique, similaire par exemple au Supergroupe du Transvaal. Cette analogie est en partie confirmée par la signature isotopique ($\delta^{13}C$) des marbres du Groupe de Gumbu, qui présentent des valeurs très positives (+4.6 à +7) qui sont régionalement considérées comme typiques des carbonates du Supergroupe du Transvaal, mais sont inconnues dans les carbonates archéens ([Buick et al., 2003](#)). Les mêmes auteurs rapportent aussi dans des sédiments quartzeux associés des zircons interprétés comme détritiques, vieux de 2.2 Ga.

Mais d'autre part, le complexe de Beit Bridge est intrudé par les roches basiques de la suite de Messina (cf. plus loin), vieille de 3.1 – 3.2 Ga, et par les gneiss de Alldays (2.64 Ga).

En outre, des composants du complexe, les **gneiss de Singelele**, sont des liquides anatectiques, à grenat, associées aux unités de métapelites. Ils témoignent d'un épisode de fusion du complexe de Beit Bridge. Les

¹⁰Quelques âges plus anciens (3.6 – 3.8 Ga) ont été rapportés dans des publications anciennes, mais ils ne sont plus cités dans les travaux récents, il semblerait qu'ils ne soient plus considérés comme fiables

gneiss de Singelele sont assez bien datés, entre 2680 et 2570 Ma (Kröner *et al.*, 1999; Jaeckel *et al.*, 1997, , etc.), démontrant l'existence d'un épisode de fusion partielle des roches du complexe de Beit Bridge à la fin de l'Archéen.

Pour finir, on observe dans les gneiss de Sand River (3.3 – 3.2 Ga) des enclaves de métapelites et d'amphibolites, qui sont donc plus anciennes!

Il semble donc que le complexe de Beit Bridge regroupe en réalité un ensemble de roches supracrustales formées pendant une longue période; les plus anciennes sont plus vieilles que 3.3 Ga, tandis que les plus récentes peuvent être aussi récentes que 2.2 Ga (Supergroupe du Transvaal?).

c. La suite de Messina

C'est un complexe basique lité formé d'anorthosites, leuco-gabbros et gabbros. Elle est intrusive dans (certains termes du) complexe de Beit Bridge; son âge est connu avec une assez mauvaise précision (3270+105-112 Ma Barton, 1983).

d. Le pluton de Bulai

Le pluton de Bulai est un pluton composite, intrusif dans les différentes roches de la région de Musina (complexe de Beit Bridge surtout, dont les gneiss de Singelele). La phase principale est un granite porphyroïde, d'aspect macroscopique très similaire au pluton de Matok dans la SMZ. On y trouve aussi des variétés tonalitiques, ainsi que des phases charnockitiques et enderbitiques. Bien qu'il soit affecté de quelques zones de cisaillement, c'est un pluton essentiellement syn- à post-tectonique; la présence de composants charnockitiques suggère une histoire analogue à celle du pluton de Matok, avec une mise en place pendant l'exhumation.

Le pluton de Bulai est daté à 2572±4 Ma (Barton *et al.*, 1994). D'autres plutons analogues, au Botswana (granites de Phikwe et Makowe) donnent des âges plus anciens, respectivement de 2652 ± 15 Ma and 2595 ± 13 Ma (McCourt & Armstrong, 1998).

e. Granites protérozoïques

Il faut enfin mentionner l'existence, plus loin à l'Ouest, de granites plus récents : le complexe de Mahalapye (2023±7 Ma, McCourt & Armstrong, 1998). Il s'agit d'un complexe de granitoïdes formés par l'anatexie de roches similaires aux roches de la CZ, et syn-tectonique.

3.2 Métamorphisme et structures

a. Conditions métamorphiques

La majorité des roches de la CZ permettent de définir un trajet P–T assez similaire, avec un pic métamorphique à 9.5 kbar et 800–850 °C suivi d'une décompression isotherme, puis un refroidissement jusque vers 3–5 kbar et 600–750 °C (Compilation dans Boshoff *et al.*, 2006). Seules de rares données, incomplètement publiées, sur les métapelites clairement archéennes en enclave dans le pluton de Bulai (Holzer *et al.*, 1998) suggèrent un trajet P–T différent, anti-horaire (mais il enregistre peut-être simplement le réchauffement lié à la mise en place du pluton).

Dans la mesure où ce métamorphisme atteint les conditions de l'anatexie, il est relativement facile de le dater, en s'intéressant aux veines produites par la fusion partielle associée.

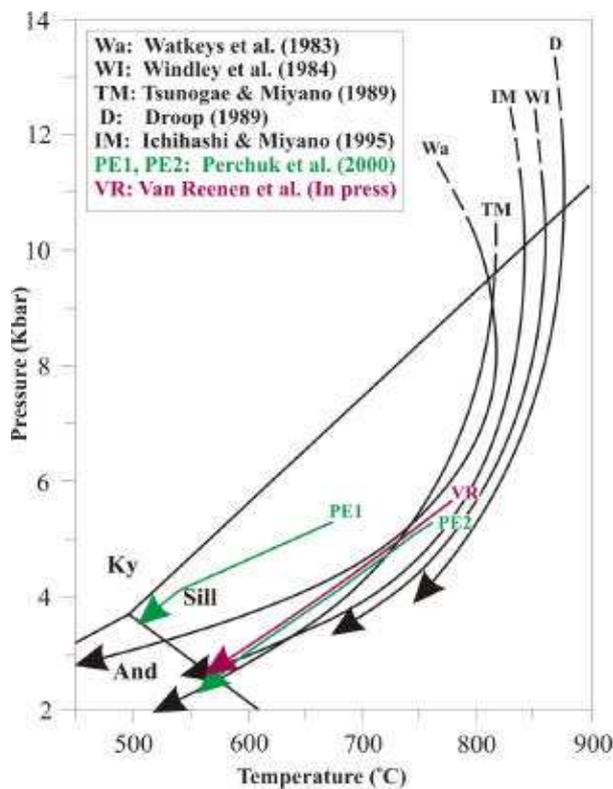


Fig. 5: Compilation des données P-T dans la CZ (Boshoff *et al.*, 2006)

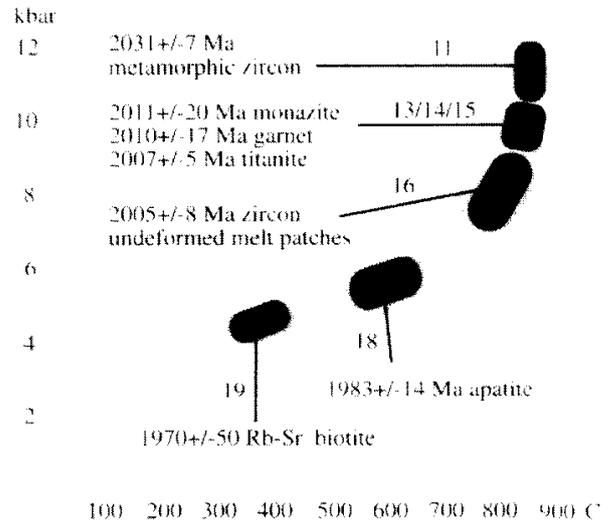


Fig. 6: Contraintes chronologiques sur l'exhumation protérozoïque de la CZ (Holzer *et al.*, 1998)

Les gneiss de Singelele, décrits plus haut, datent de 2680 à 2570 Ma. Dans la région de Kodoesrand (sur la limite Sud de la CZ), des roches métamorphiques piégées dans la zone de cisaillement de Palala contiennent des grenats vieux de 2602 ± 40 Ma (Schaller *et al.*, 1999) ; mais on est dans le contact avec la SMZ.

Mais l'ensemble des autres âges convergent vers 2.0 Ga : les différentes veines anatectiques, datées dans le lit de la Sand River par Jaeckel *et al.* (1997), donnent des âges entre 2026 et 2005 Ma. Des surcroissances métamorphiques sur des zircons donnent des âges comparables (Boshoff *et al.*, 2006). Quelques âges sur minéraux séparés (grenats) donnent à nouveau des valeurs comparables (Boshoff *et al.*, 2006, par exemple). Enfin, des âges Rb-Sr sur minéraux séparés dans des pegmatites donnent encore des âges similaires, en dépit de grandes barres d'erreurs.

Si il semble donc acquis qu'il y ait deux métamorphismes granulitiques successifs, il est en revanche délicat de les différencier, sur la base des trajets P-T ou des conditions maximales. A vrai dire, le métamorphisme archéen (2.6 Ga) est très discret, puisqu'il n'est associé qu'aux seuls gneiss migmatitiques de Singelele !

b. Structures

On peut distinguer deux types de structures dans la CZ, d'une part les grands cisaillements qui la bordent, d'autre part une zone plissée à l'intérieur de la CZ.

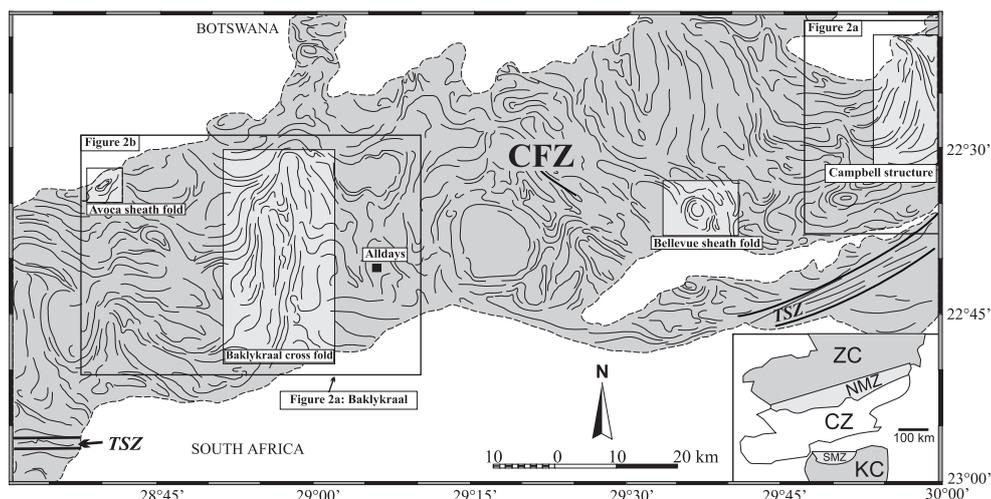


Fig. 7: Carte des foliations dans la CZ (Van Reenen *et al.*, 2005). Noter l'allure chaotique, avec des structures fermées (plis en fourreau ?) au cœur de la CZ, qui contraste avec les structures linéaires de la Tshipise Straightening Zone (TSZ sur la carte), à l'approche de la zone de cisaillement de Palala, qui correspond au contact avec la SMZ.

Les cisaillements

Les zones de cisaillement elle-même n'affleurent que très peu ; seule la zone de cisaillement de Palala est exposée sur quelques kilomètres dans la région de Koedoesrand, au Sud du Soutpansberg. Il s'agit là de mylonites. En revanche, dans la région au SE de Musina on peut observer en allant vers le Sud des gneiss de plus en plus foliés et étirés, avec une foliation verticale et des linéations horizontales. Les structures y sont syn-métamorphiques (granulitique) et accompagnées de fusion partielle.

Le sens du mouvement sur ces cisaillements est mal défini. Des indicateurs dextres et senestres ont été rapportés ; il semble que le déplacement dextre soit le plus récent, et le mieux enregistré.

Divers âges (liquides syn-tectoniques, minéraux métamorphiques dans la foliation) indiquent un mouvement entre 2000 et 2020 Ma.

La zone plissée

La partie intérieure de la CZ est plissée et présente une structure très complexe, avec à la fois des plis d'axes verticaux, et des plis fermés (plis en fourreau ?) d'axe horizontal. Il existe peu d'analyses structurales intégrant ces plis dans un contexte géodynamique ou régional.

L'âge des plis est mal connu. La plupart des travaux s'accordent à leur donner le même âge que celui de la foliation syn-métamorphique qui les forme, soit aux alentours de 2.0 Ga. Mais Boshoff *et al.* (2006) rapporte, dans la structure d'Avoca à l'Ouest de Musina, des liquides granitiques (de type Singelele) qu'elle interprète comme syn-tectonique par rapport à la formation de ce pli (d'axe vertical), et vieux de 2630 Ma environ. Elle propose donc que les plis d'axes verticaux soient des reliques des structures archéennes, formées lors du métamorphisme granulitique tardi-archéen (conduisant à l'anatexie des gneiss de Singelele).

3.3 Problèmes de chronologie

On le voit, les données géochronologiques disponibles suggèrent toutes un épisode orogénique principal vers 2.0 Ga, accompagné de métamorphisme en faciès granulitique, d'anatexie et de jeu décrochant le long des zones de cisaillement.

Mais le métamorphisme granulitique paléo-protérozoïque affecte des roches qui, à la fin de l'Archéen (2.65–2.57 Ga), avaient déjà subi un épisode de métamorphisme dans des conditions similaires, comme en témoignent les xénolithes de migmatites granulitiques (gneiss de Singelele) dans le pluton de Bulai (2572 ± 4 Ma). Le pluton de Bulai lui-même semble avoir largement échappé au métamorphisme granulitique paléo-protérozoïque.

Si l'existence de deux épisodes géologiques (l'un à 2.6, l'autre à 2.0 Ga) semble donc indiscutable, l'importance relative des deux est moins claire. On peut en particulier se demander

- Si le métamorphisme archéen est un phénomène de grande extension géographique, ou si il ne s'agit que d'une petite relique autour du pluton de Bulai.
- Si les structures de la CZ sont toutes paléo-protérozoïques, ou si il reste des éléments structuraux archéens préservés.
- Lequel des deux épisodes correspond à la phase de collision majeure entre les deux continents.

4 Modèles d'évolution de la ceinture du Limpopo

Si l'évolution des zones marginales Nord et Sud ne pose pas trop de problèmes, il n'en est pas de même de celle de la Zone Centrale. Selon l'importance qu'on donne à l'un ou l'autre des deux événements reconnus (2.6 et 2.0 Ga), on peut opposer, schématiquement, deux modèles (ou deux familles de modèles) :

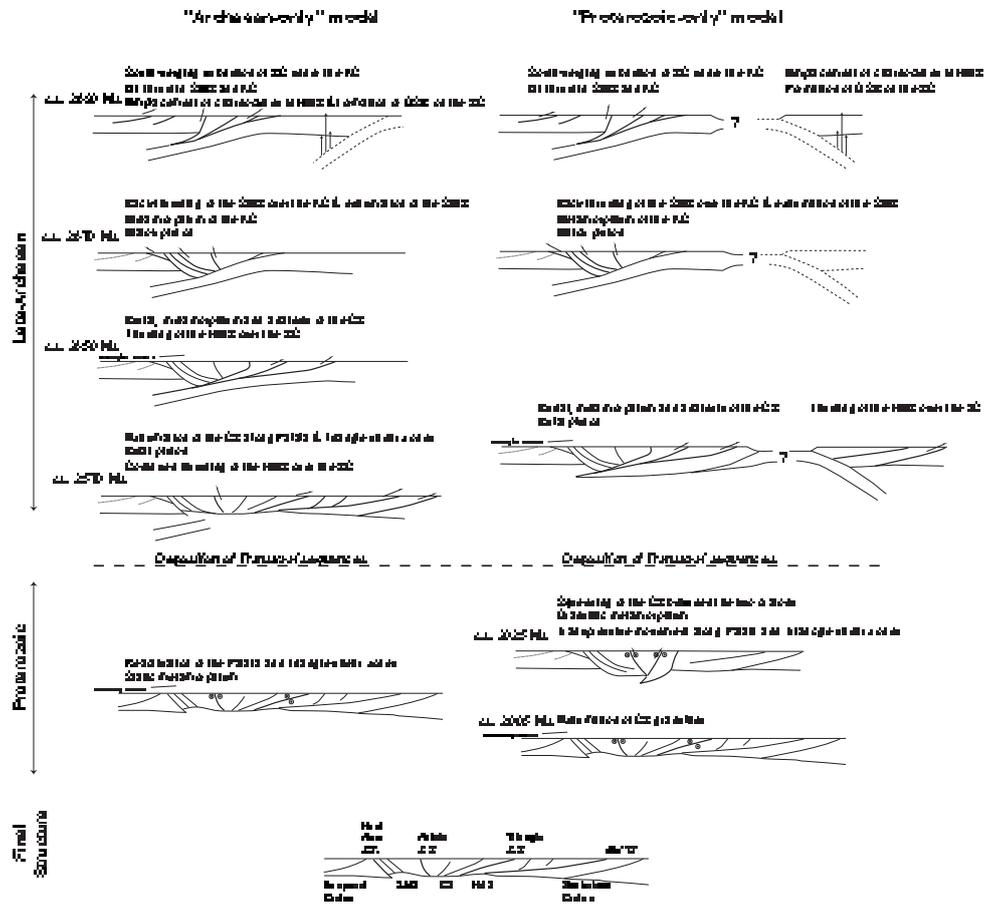


Fig. 8: Deux modèles d'évolution pour la ceinture du Limpopo, principalement sur la base du débat chronologique quant aux évènements de la CZ. A gauche, histoire "Archéen surtout". A droite, histoire "Protérozoïque surtout".

4.1 Modèle “archéen surtout” : le collage des deux cratons a lieu à 2.6 Ga

Dans ce modèle, lequel la collision entre les deux cratons s’est déroulée vers 2.65 Ga, selon les modalités discutées pour la SMZ.

Une première hypothèse attribue le métamorphisme à 2.0 Ga à un métamorphisme statique, lié à un réchauffement de la lithosphère (par exemple lors de la mise en place du complexe du Bushveldt à 2060 Ma). Les structures seraient donc principalement archéennes, ce qui expliquerait la nature relativement peu déformée du pluton de Bulai. Ce modèle semble peu crédible, dans la mesure où il est maintenant démontré qu’une partie au moins du complexe de Beit Bridge est protérozoïque.

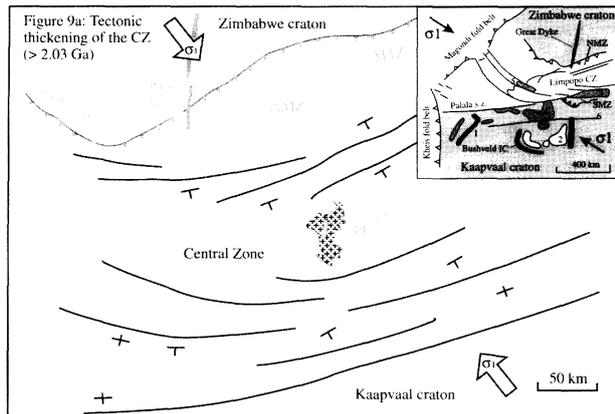
Dans une seconde hypothèse, le métamorphisme à 2.0 Ga correspondrait à une orogénèse transpressive, intracontinentale (type pyrénéen). Dans ces conditions il est évidemment possible de déformer des roches paléo-protérozoïques. Les structures observées resteraient largement archéennes, à l’exception des zones de cisaillement verticales (D3) qui seraient protérozoïques, ainsi que certains plis.

Le modèle “archéen surtout” souffre de deux critiques principales, le fait que des roches paléo-protérozoïques soient métamorphisées, et l’absence ou la rareté des données géochronologiques pour l’appuyer. Enfin, l’âge du métamorphisme archéen varie quand même considérablement entre la SMZ (2690 Ma), la CZ (2650–2620 Ma) et la NMZ (2610–2570 Ma).

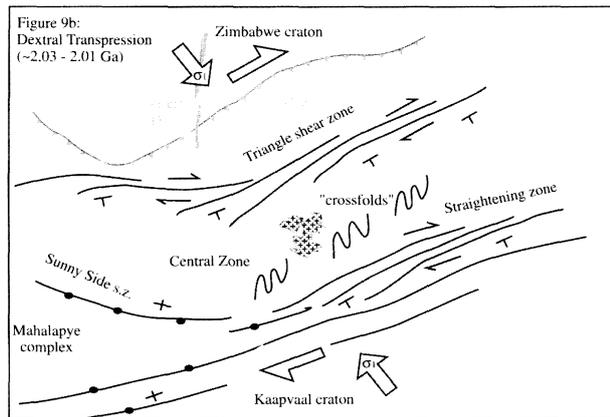
4.2 Modèle “protérozoïque surtout” : la collision a lieu à 2.0 Ga

La collision entre les deux cratons se serait déroulée au Protérozoïque (2.0 Ga). La convergence entre les deux cratons aurait été oblique, résultant en un épaississement crustal accompagné de la formation des granulites, puis de leur exhumation le long des décrochements tardifs. Dans ce modèle, toutes les structures sont protérozoïques, ainsi que l’essentiel du métamorphisme — même si il peut exister çà et là des reliques d’une croûte archéenne qui, étant similaire à celle de la SMZ, était déjà granulitique.

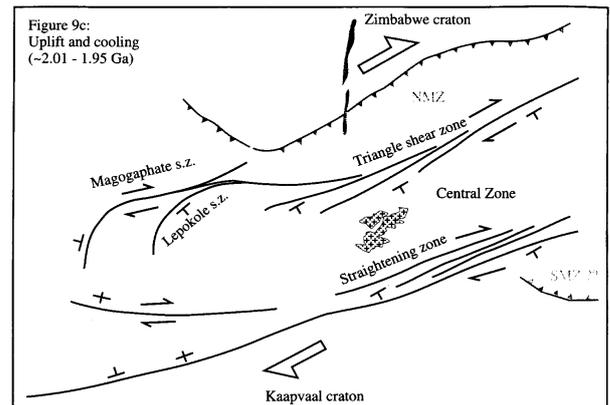
Dans ce modèle, avant 2.0 Ga les cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe auraient évolué séparément. On peut alors se demander la raison pour laquelle les deux ont connu à la fin de l’Archéen un épisode de type orogénique ; et quel était le “vis à vis” de la SMZ lors de la collision continentale qui l’a affectée, si ce n’était pas le craton du Zimbabwe ?



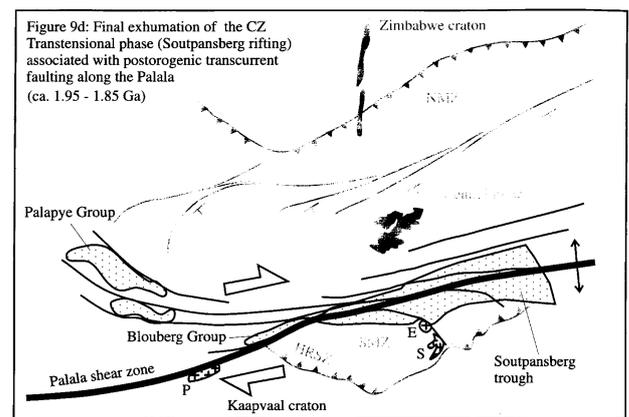
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 9: Evolution de la CZ au Protérozoïque (Holzer *et al.*, 1998), dans un modèle où toutes les structures observées sont d'âge protérozoïque.

Fig. 10: Suite de la figure 9

Références

- Barton, J.M., Jr. 1983. Pb-isotopic evidence for the age of the Messina Layered Intrusion, central zone, Limpopo mobile belt. *Pages 39–41 of* : van Biljon, W.J., & Legg, J.H. (eds), *The Limpopo belt*. Johannesburg : Geological society of South Africa.
- Barton, J.M., Jr, & Van Reenen, Dirk. 1992. When was the Limpopo orogeny? *Precambrian Research*, **55**, 7–16.
- Barton, J.M., Jr, Holzer, L., Kamber, B.S., Doig, R., Kramers, J.D., & Nyfeler, D. 1994. Discrete metamorphic events in the Limpopo belt, southern Africa : implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains. *Geology*, **22**, 1035–1038.
- Barton, J.M., Jr, Barnett, R., Barton, E.S., Barnett, M., Doorgapershad, A., Twiggs, C., Klemd, R., Martin, L., Mellonig, L., & Zenglein, R. 2003. The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipe, Limpopo Belt, South Africa : a complex interplay of nappe tectonics and granite magmatism. *South African Journal of Geology*, **106**, 109–128.
- Berger, M., Kramers, J.D., & Nägler, T.F. 1995. Geochemistry and geochronology of charnoenderbites in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Arica, and genetic models. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.*, **75**, 17–42.
- Boshoff, R., van Reenen, Dirk, Smit, C.A., Perchuk, L.L., Kramers, J.D., & Armstrong, R.A. 2006. Geologic History of the Central Zone of the Limpopo Complex : The West Alldays Area. *Journal of Geology*, **114**, 699–716.
- Brandl, G. 1983. Geology and geochemistry of various supracrustal rocks of the Beit Bridge Complex east of Messina. *Pages 103–1121 of* : Van Biljon, W.J., & Legg, J.G. (eds), *The Limpopo Mobile Belt*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.
- Buick, I.S., Williams, I.S., Gibson, R.L., Cartwright, I., & Miller, J.A. 2003. Carbon and U-Pb evidence for a Palaeoproterozoic crustal component in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London*, **160**, 601–612.
- De Wit, M. J., Jones, M.G., & Buchanan, D.L. 1992. The geology and tectonic evolution of the Pietersburg greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, **55**, 123–153.
- Dirks, P., & Jelsma, H.A. 1998. Horizontal accretion and the stabilization of the Archaean Zimbabwe craton. *Geology*, **26**, 11–14.
- Frei, I.M., Blenkinsop, T.G., & Schönberg, R. 1999. Geochronology of late Archaean Razi and Chilimanzi suite of granites in Zimbabwe : implications for the late-Archaean tectonics of the Limpopo Belt and Zimbabwe Craton. *South African Journal of Geology*, **102**, 55–63.
- Fripp, R.E.P. 1983. The precambrian geology of the area around the Sand River near Messina, central zone, Limpopo belt. *Pages 89–102 of* : van Biljon, W.J., & Legg, J.H. (eds), *The Limpopo belt*. Johannesburg : Geological society of South Africa.
- Gerya, T.V., Perchuk, L.L., Van Reenen, Dirk, & Smit, C.A. 2000. Two-dimensional numerical modelling of pressure-temperature-time paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian. *Journal of Geodynamics*, **30**, 17–35.
- Holzer, L., Frei, I.M., Barton, J.M., Jr, & Kramers, J.D. 1998. Unravelling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals. *Precambrian Research*, **87**, 87–115.
- Jaekel, P., Kröner, A., Kamo, S. L., Brandl, G., & Wendt, J.I. 1997. Late Archaean to Early Proterozoic granitoid magmatism and high grade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London*, **154**, 25–44.
- Jelsma, H.A., Vinyu, M.L., Valbracht, P.J., Davies, G.R., Wijbrans, J.R., & Verdmurmen, E.A.T. 1996. Constraints on Archaean crustal evolution of the Zimbabwe craton : a U-Pb, Sm-Nd and Pb-Pb whole rock isotope study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **124**, 55–70.

- Kamber, B.S., & Biino, G.G. 1995. The evolution of high T -low-granulites in the Northern Marginal Zone sensu stricto, Limpopo Belt, Zimbabwe – the case for petrography. *Schweizer Mineralogisch Petrographische Mitteilungen*, **75**, 427–454.
- Kamber, B.S., Biino, G.G., Wijbrans, J.R., Davies, G.R., & Villa, I.M. 1996. Archean granulites of the Limpopo belt, Zimbabwe : one slow exhumation or two rapid events? *Tectonics*, **15**, 1414–1430.
- Kreissig, K., Nögler, T.F., Kramers, J.D., Van Reenen, Dirk, & Smit, C.A. 2000. An isotopic and geochemical study of the northern Kaapvaal Craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt : are they juxtaposed terranes? *Lithos*, **50**, 1–25.
- Kreissig, K., Holzer, L., Frei, I.M., Kramers, J.D., Kröner, A., Smit, C.A., & Van Reenen, Dirk. 2001. Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo belt, Southern Africa. *Precambrian Research*, **109**, 145–173.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Brandl, G., Nemchin, A., & Pidgeon, R. 1999. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo belt, Southern Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research*, **93**, 299–337.
- Kröner, A., Jaeckel, P., & Brandl, G. 2000. Single zircon ages for felsic to intermediate rocks from the Pietersburg and Giyani greenstone belts and bordering granitoid orthogneisses, northern Kaapvaal Craton, South Africa. *South African Journal of Geology*, **30**(4), 773–793.
- McCourt, S., & Armstrong, R.A. 1998. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of granites from the Central Zone, Limpopo Belt, southern Africa : Implications for the age of the Limpopo Orogeny. *South African Journal of Geology*, **101**(4), 329–338.
- Mkweli, S., Kamber, B.S., & Berger, M. 1995. Westward continuation of the Craton-Limpopo Belt break in Zimbabwe and new age constraints on the timing of the thrusting. *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 77–83.
- Moyen, Jean-François. 2000. *Le magmatisme granitique à la transition Archéen-Protérozoïque : Exemple du craton de Dharwar, Inde du sud (Granite de Closepet et intrusions associées)*. PhD.
- Poujol, Marc, Robb, L.J., Anhaeusser, C.R., & Gericke, B. 2003. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Research*, **127**, 181–213.
- Roering, C., Van Reenen, Dirk, Smit, C.A., Barton, J.M., Jr, De Beer, J.H., De Wit, M. J., Stettler, E.H., Van Schalkwyk, J.F., Stevens, Gary, & Pretorius, S. 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo belt. *Precambrian Research*, **55**, 539–552.
- Rollinson, H. 1989. Garnet-orthopyroxene thermobarometry of granulites from the northern marginal zone of the Limpopo Belt, Zimbabwe. *Pages 331–335 of : Daley, F.S., Cliff, R.A., & Yardley, B.W.D. (eds), Evolution of Metamorphic Belts*. Spec. Publ. Geol. Soc. London. London : Geological Society.
- Schaller, M., Steiner, O., Studer, I., Holzer, L., Herwegh, M., & Kramers, J.D. 1999. Exhumation of Limpopo Central Zone granulites and dextral continent-scale transcurrent movement at 2000 Ma along the Palala shear zone, Northern Province, South Africa. *Precambrian Research*, **96**, 263–288.
- Stevens, Gary. 1997. Melting, carbonic fluids and water recycling in the deep crust : an example from the Limpopo belt. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 141–154.
- van den Berg, R., & Huizenga, J.M. 2001. Fluids in granulites of the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **141**(5), 529–545.
- Van Reenen, Dirk, Barton, J.M., Jr, Roering, C., Smit, C.A., & Van Schalkwyk, J.F. 1987. Deep crustal response to continental collision : The Limpopo Belt of Southern Africa. *Geology*, **105**, 11–14.
- Van Reenen, Dirk, Perchuk, L.L., Smit, C.A., Varlamov, D.A., Boshoff, R., Huizenga, J.M., & Gerya, T.V. 2005. Structural and P–T Evolution of a Major Cross Fold in the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain, South Africa. *Journal of Petrology*, **45**(7), 1413–1439.

Van Schalkwyk, J.F. 1991. *Metamorphism of ultramafic rocks during the Limpopo Orogeny : evidence for the timing and significance of CO₂ rich fluids*. Ph.D. thesis, Rand Afrikaans University (now University of Johannesburg).