

Les Alpes : un exemple de dynamique orogénique

Conférence de Jean-Marc Lardeaux, Professeur des Universités,

Dans le texte, les références entre parenthèses précisent le numéro de la diapositive.

La première diapositive **(1)** correspond à un modèle numérique de terrain donnant le relief : une chaîne de montagne est, au premier regard, une anomalie positive du relief terrestre.

L'examen de la distribution des séismes **(2)** montre bien que les chaînes de montagnes dites de collision (Alpes, Himalaya par exemple) correspondent à des zones actives de la lithosphère continentale. Ce sont des zones de convergence de plaques où sont localisées des instabilités mécaniques, c'est à dire des déformations instantanées (séismes) et permanentes (chaînes de montagnes) de la lithosphère.

Les Alpes **(3)** sont une chaîne de montagnes dans laquelle la distribution de la sismicité est inhomogène. La plus forte activité sismique est localisée au niveau des alpes franco-italiennes où l'activité sismique est continue bien que de faible magnitude (3-4 sur l'échelle de Richter).

D'un point de vue géodynamique la formation des Alpes résulte de la convergence entre l'Europe et l'Afrique (avec des vitesses de convergence de l'ordre de 4 à 7mm.an⁻¹). Cette convergence fonctionne en parallèle de la divergence médio-atlantique. Entre ces deux zones actives, on observe une faille transformante (décrochement).

Aujourd'hui, l'observation et la mesure des déplacements, par exemple la convergence entre plaque Afrique et plaque Europe, s'effectuent par géodésie spatiale (GPS). Ceci a permis un saut qualitatif important dans la compréhension de la tectonique des plaques. On peut en effet mesurer et donc quantifier la cinématique (déplacements horizontaux et verticaux) des plaques lithosphériques. Ainsi, la tectonique des plaques n'est plus seulement un modèle ou un concept, c'est un fait d'observation.

La chaîne alpine représente donc une limite de plaque en convergence. Dans ces zones de convergence de plaques, Les lithosphères continentales sont déformables à grande longueur d'onde, ce qui est illustré sur la diapositive **(4)** par les zones roses plus foncées qui soulignent l'étendue de la zone lithosphérique déformée. La carte géologique au 1/1000.000^{ème} de la France **(5)** nous montre donc dans le cas des Alpes occidentales, les caractéristiques géologiques d'une limite convergente de plaques. On y observe :

- l'Europe (au sens géologique du terme, ou Zone Dauphinoise dans le langage des géologues alpins) constituée d'une croûte continentale, représentée par les massifs cristallins externes (Pelvoux, Belledonne, Mont Blanc, Argentera), sur laquelle reposent des séries sédimentaires datées du Stéphano- Permien à l'actuel et déformées (plis, failles inverses et chevauchements, décrochements). La limite géologique de l'Europe est marquée par une grande structure tectonique chevauchante vers l'ouest : le front pennique (limite ouest).
- La zone interne de la chaîne alpine d'une part jalonnée d'ophiolites (témoins de l'ancienne domaine océanique entre l'Europe et l'Afrique)et d'autre part caractérisée par des transformations métamorphiques d'âges alpins. A l'est du front pennique (c'est à dire chevauchant la Zone dauphinoise) on distingue la zone Briançonnaise, constituée pour l'essentiel de formations sédimentaires faiblement métamorphiques mais très déformées. Plus à l'est encore, on observe la Zone Piémontaise. Il s'agit d'un ensemble très composite du point de vue lithologique avec des ophiolites (fragments de lithosphère océanique), des méta-sédiments d'origine océanique (les Schistes Lustrés) et des fragments de croûte

continentale fortement métamorphiques, les Massifs Cristallins Internes (Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira). D'un point de vue géométrique, l'examen de la carte montre bien que les M.C.I. sont situés sous les ophiolites et les Schistes Lustrés. Par contre, un autre ensemble de roches d'origine continentale chevauche les ophiolites et les Schistes Lustrés Piémontais, il s'agit de la Zone Austro-Alpine. Enfin, à l'est, la limite des Alpes correspond à une grande structure, marquée par une ligne partiellement en pointillés sur la carte, qui est un grand décrochement (ligne Insubrienne). Ce décrochement sépare les zones internes des Alpes du domaine Sud-Alpin, c'est à dire de l'Afrique (au sens géologique du terme), ou tout au moins de son promontoire nord, nommé Apulie.

La carte géologique d'une limite convergente de plaques se caractérise donc par le développement des structures tectoniques et de transformations métamorphiques et par la juxtaposition de roches d'origines paléogéographiques très contrastées (lithosphères continentales et océaniques).

I. Les Alpes : une chaîne de collision. Quels en sont les marqueurs ?

Un marqueur à lui tout seul n'est un indicateur de rien. C'est la combinaison de plusieurs des marqueurs indiqués sur la diapositive (6) qui est significative :

- Un relief positif (7) associé à une forte anomalie gravimétrique négative (8) indique un excès de masse de faible densité. Ces anomalies topographiques, étroites et allongées, sont l'expression en surface d'un épaissement important de la lithosphère continentale comme le montre la présence de racines sous les chaînes de collision, à l'aplomb des reliefs. Ceci est confirmé par les données sismologiques, en particulier par les profils de vitesses des ondes sismiques. Dans le cas des Alpes occidentales (9), l'interprétation de l'imagerie géophysique montre bien la zone épaissie et le sous-charriage actuel de la lithosphère Européenne sous l'Apulie (promontoire septentrional de l'Afrique).
- Les bassins flexuraux : marqueurs tectono-sédimentaires de la collision continentale. Le fort épaissement qui caractérise les chaînes de collision est à l'origine d'une importante surcharge qui affecte la lithosphère sous-charriée. Cette dernière ploie sous la surcharge et se flexure. Cette déformation à grande longueur d'onde est à l'origine de la formation d'un bassin dit flexural (molassique ou d'avant-pays) (10). Dans ce bassin vont s'accumuler les produits de l'érosion des reliefs de la chaîne de montagnes. Dans le cas de la chaîne alpine, c'est la lithosphère Européenne qui porte un bassin flexural qui s'étend de Genève à Vienne. La formation de ce bassin est datée de l'Oligocène (~35 M.a.) et marque le début de la collision continentale dans les Alpes. A mesure que la collision continentale progresse, les sédiments de ces bassins flexuraux vont être impliqués dans le raccourcissement et seront donc déformés. Le bassin est ainsi incorporé à la chaîne de collision et un nouveau bassin molassique va se former à l'avant du front de collision. Reliefs et bassins flexuraux sont donc des marqueurs géologiques, visibles en surface, de la collision continentale.
- En profondeur, la racine de la chaîne de collision va être le siège d'une fusion partielle du fait de l'élévation du flux thermique qui suit l'épaississement (10). En effet, l'épaississement crustal est à l'origine d'une anomalie thermique qui résulte de l'accumulation des matériaux continentaux riches en éléments radiogéniques (U, K, Th). L'élévation du flux est toujours postérieur à l'épaississement car il faut que l'excès de chaleur produit puisse être diffusé. Or les roches de la lithosphère sont de mauvais conducteurs (leur conductivité thermique n'est que de l'ordre de $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Il y a donc toujours un délai (de l'ordre de 10 à 20 M.a.) entre l'épaississement et le début de la fusion partielle. Cette dernière va être à l'origine de la formation de migmatites (anatexie crustale) (12). Une partie des liquides anatectiques

ainsi formés pourront être collectés et former des granites qui migreront vers les niveaux plus superficiels de la chaîne de montagnes. Dans les chaînes de collision récentes, comme les Alpes occidentales, les migmatites et les granites qui se forment à la racine sont bien sûr difficiles à observer. Pour observer un analogue des racines de chaînes de collision récentes, il faut travailler dans des chaînes anciennes, fortement érodées, où, en conséquence, les parties profondes du domaine orogénique affleurent. Par exemple, la carte géologique au 1.1000.000^{ème} de la France **(11)** permet d'observer les granites et les migmatites du Massif Central, c'est à dire les zones profondes d'une chaîne de collision, et le bassin molassique Franco-Suisse, c'est à dire la partie superficielle d'une autre chaîne de collision.

- Les marqueurs pétrologiques de la collision **(12)** sont donc : des migmatites, roches métamorphiques partiellement fondues et des granites.
- Enfin, les marqueurs tectoniques de collision sont : **(13)** failles souvent inverses, plis, failles, charriages, chevauchements, plis, et à l'échelle de la carte la combinaison de plis et de failles inverses.

L'examen de la carte géologique au 1/1000.000^{ème} de la France **(14)**, permet de caractériser ces différentes structures. Ainsi au niveau du front pennique on observe des terrains datés du Stéphanien et du Trias qui chevauchent des terrains d'âge Eocène : le plus ancien est géométriquement au dessus du plus récent \Rightarrow anomalie chronologique. C'est cette limite tectonique, le front pennique **(14)** qui marque le chevauchement des zones internes des Alpes sur la lithosphère Européenne avec des terrains métamorphiques en position haute (chevauchante) et non métamorphiques en position basse (chevauchée).

Les structures tectoniques de la chaîne alpine s'observent à toutes les échelles, depuis des objets pluri-kilométriques jusqu' à l'échelle de la lame mince , c'est à dire du minéral:

Diapositive **(15)** : Plis « droits » (à plans axiaux sub-verticaux) dans les sédiments de la zone dauphinoise (couverture sédimentaire Européenne). Alpes Françaises.

Diapositive **(16)** : Chevauchements et plis dans la couverture sédimentaire Européenne. Alpes Suisses.

Diapositive **(17)** : Plis couchés dans les roches métamorphiques des zones internes des Alpes Italiennes.

Diapositive **(18)** au microscope : plissements millimétriques.

Dans la région du Champsaur, près du Massif du Pelvoux, des observations de terrain **(19)** montrent les déformations subies par la couverture sédimentaire de l'Europe, lors de la collision avec la plaque Africaine. Le moteur de ces déformations est en réalité le sous-charriage de la plaque Européenne **(20)** qui impose le plissement de la couverture sédimentaire sous la zone Briançonnaise.

Enfin, une série de coupes réalisée dans les Alpes occidentales **(21)** permet de bien illustrer la structure générale d'une chaîne collision : plis, plis-failles et chevauchements ainsi que le double déversement (ouest surtout et est) des structures de compression.

Plis, chevauchements et décrochements **(22)** sont des structures qui traduisent le raccourcissement imposé par la convergence des plaques et qui vont permettre l'épaississement typique des chaînes de collision.

Le schéma **(23)** représente les structures de déformation essentielles dues à la collision : plissements, failles inverses, plis-failles, charriages (ou chevauchements) et décrochements.

Les relations de chronologie relative entre le développement de ces structures et les sédiments qu'elles déforment peuvent être utilisées pour dater la collision **(24)** : ainsi les âges des sédiments déformés d'une part et des sédiments non déformés d'autre part permettent de dater le développement des chevauchements au niveau du front pennique à l'Oligocène (~35 Ma). De la

même façon , on montre que la déformation progresse depuis le front pennique et affecte , depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel, des zones de plus en plus externes de la marge Européenne. Cette déformation témoigne du sous-charriage continu de la plaque Européenne sous les zones internes des Alpes.

La marge sud-alpine, **(25)**, côté italien, montre une activité tectonique datée entre -25 et 6 Ma (Néogène). Ainsi , les deux marges continentales (Europe et Afrique) sont déformées, raccourcies et donc impliquées dans un processus de collision continentale à l'Oligo-Miocène. Une autre façon de dater la collision continentale est de mesurer, par les méthodes de la géochimie isotopique, l'âge des quelques roches magmatiques qui affleurent le long de la Ligne Insubrienne. En effet ces magmas témoignent de la fusion partielle à la racine de la chaîne qui suit la collision continentale. Ces magmas remontent le long du décrochement et leurs âges se situent entre -30 et -5 Ma. Ces données sont compatibles avec un âge Oligocène pour la collision alpine.

Il résulte de ce qui précède que depuis l'Oligocène au moins, la cinématique des plaques est en convergence entre l'Europe et l'Afrique **(26)**. Pourtant, alors que la collision alpine fonctionne, la lithosphère Européenne est , à une centaine de kilomètres à l'ouest du front pennique, soumise à une tectonique en extension. C'est l'ensemble des rifts Oligocène péri-alpins , en particulier les fossés d'effondrement du Massif Central. Comment lever cette contradiction ? A l'Oligocène, la lithosphère Européenne est sous-charriée sous le front pennique. Loin du front de collision, elle fortement étirée et en surface elle se fracture. L'extension est localisée et ne va pas durer très longtemps (rift avorté) car la vitesse d'enfoncement de la marge Européenne va rapidement diminuer.

Ne pas confondre déformation et déplacement (cinématique) : une même cinématique peut générer des champs de déformation contrastés.

II. Les Alpes avant les Alpes (27)

La paléogéographie ne peut se concevoir qu'en prenant en compte le paléomagnétisme, indicateur des paléopositions des masses continentales, auquel on ajoute les messages des sédiments (avec toutes les contraintes paléontologiques) d'une part et des ophiolites d'autre part **(28)**.

- Les ophiolites du Chenaillet **(29)** correspondent à l'ensemble basaltes (pillow-lava) + gabbros + serpentinites. Dans le détail **(30)**, l'épaisseur des basaltes est peu importante ; ils reposent sur des masses de gabbros ou directement sur des péridotites serpentinisées **(30 & 31)**. Les complexes filoniens sont peu développés, par contre il y a d'abondantes failles normales. Ceci correspond à un standard – bien connu dans l'Atlantique – d'une dorsale lente : croûte océanique peu épaisse, parfois absente ; manteau au contact de l'eau de mer qui évolue en serpentinite ; forte activité tectonique et détritisme océanique associé **(32)**.

Les datations absolues des roches magmatiques **(33)** indiquent des âges compris entre -170 et -130 Ma. On sait ainsi qu'au Jurassique , l'océan alpin correspondait au fonctionnement d'une dorsale lente de type Atlantique central actuel.

- Les messages des sédiments **(34)**

Le dépliement des structures au niveau des massifs cristallins externes **(35)** fait apparaître des structures en blocs basculés avec sédiments anté – syn – et post rift permettant une datation relative. On peut observer ces structures aux Lacs Besson **(36)** où le plan de faille est bien visible à gauche de la diapositive et les sédiments synrift à droite dont on distingue bien le pendage de la stratigraphie.

Depuis longtemps on connaît les contrastes de sédimentation (en termes d'âges des sédiments, de milieux de dépôts, de paléo-environnements) **(37)** dans la zone Dauphinoise (sédimentation

épaisse et continue sur une croûte continentale amincie), comparée à celle de la zone Briançonnaise (sédimentation discontinue avec des séries réduites indicatrices de haut-fonds ou d'émersions) et à celle de la zone Piémontaise, de nature essentiellement océanique. On peut interpréter ces variations en les replaçant dans des modèles de marge passive, typique de la transition continent/océan au Jurassique **(38)**.

- Messages du paléomagnétisme

Les paléopositions des continents à -140Ma **(39)** montrent que l'océan alpin était relié à l'océan atlantique central **(40) et (41)**.

Au Crétacé supérieur (-80Ma) l'ouverture de l'Atlantique sud entraîne une rotation anti-horaire de l'Afrique et sa remontée vers le nord. C'est cette convergence entre Europe et Afrique **(42)** qui va être à l'origine de la fermeture de l'océan alpin et en conséquence de la formation des Alpes.

Or, la collision continentale est datée de l'oligocène. Entre les deux, de -80 à -38 Ma, que s'est-il passé ?

III. L'importance des subductions.

⇒ **(43)** Subduction intra-océanique et subduction continentale (dans la zone piémontaise), sont deux processus dont on mesure de plus en plus l'importance dans l'évolution orogénique alpine.

Sur la carte géologique au 1/1000.000^{ème} de la France **(44)** on peut observer dans la zone piémontaise la présence d'ophiolites et de méta-sédiments océaniques d'une part ; des massifs cristallins internes (Dora-Maira, Grand-Paradis), d'autre part.

Dans le Chenaillet, les roches de la lithosphère océaniques sont déformées et transformées (métamorphisme océanique d'âge Jurassique). Elles présentent donc des minéraux hydratés, comme les chlorites ou les serpentines. La diapositive **(45)** représente une lame mince (L.N.) dans un métagabbro océanique. On observe le plan de foliation souligné par des minéraux déformés, en particulier feldspaths, amphiboles (actinotes) et chlorites de couleur vert foncé. Il n'y a aucune trace d'un métamorphisme lié à l'orogénèse alpine dans ce massif du Chenaillet.

La diapositive **(46)** met en évidence les différentes ophiolites avec leurs caractéristiques métamorphiques présentes dans la partie sud des Alpes franco-italiennes.

Dans le Queyras, les ophiolites sont visibles **(47)** : le bric Bouchet "émerge" au sein des méta-sédiments de nature variée (marbres, méta- radiolarite, calcschistes).

Diapositive **(48)** : blocs d'ophiolites emballés dans les Schistes Lustrés du Queyras.

Diapositive **(49)** : roche métamorphique dans le faciès des Schistes Bleus. Lame mince (LPNA). La glaucophane se développe ici entre des cristaux de lawsonite (silicate calcique hydraté).

Dia **(50)** : méta-gabbro à glaucophane. Lame mince (LPNA). La glaucophane se développe autour, et à partir, de reliques de pyroxène magmatique que l'on peut encore apercevoir au centre des couronnes. Les anciens plagioclases magmatiques sont remplacés par des épidotes (silicates calciques, ici à fort relief).

Diapositive **(51)** : associations minéralogiques dans le faciès des schistes bleus.

Diapositive **(52)** : conditions métamorphiques dans le Queyras.

Diapositive **(53)** : bloc d'éclogite. On y distingue le grenat rose et la jadéite verte.

Diapositive (54) : lame mince (LPNA) dans un échantillon d'éclogite du Mont Viso. On y observe de la jadéite (teinte verte), du grenat (incolore à fort relief) et de la glaucophane (teinte bleue).

Diapositive (55) : carte de la distribution des assemblages haute pression dans la zone Piémontaise.

Comment expliquer, à l'échelle de la zone Piémontaise, la juxtaposition d'ophiolites non-métamorphiques (à l'alpin), d'ophiolites dans le faciès des Schistes Bleus et d'ophiolites dans le faciès des Eclogites ?

C'est dans un contexte général de subduction que l'on est amené à raisonner. En effet les conditions du métamorphisme alpin affectant les ophiolites sont typiques des zones de subduction.

La connaissance de la minéralogie des roches subduites est établie de deux façons :

- Des études expérimentales, au laboratoire, où l'on soumet un échantillon de chimie donnée aux conditions de pression et température des zones de subduction. On observe alors la minéralogie stable dans ces conditions.

- Des observations directes des roches métamorphiques échantillonnées le long du plan de Bénéoff. On s'appuie alors sur le principe de l'actualisme : dans de nombreuses zones de subduction actuelles affleurent des schistes bleus et des éclogites et qui sont exhumées par des processus tectoniques au sein de prismes d'accrétion d'échelle crustale comme par exemple en Californie (56) ou dans les Caraïbes. Certains échantillons d'éclogites peuvent également être ramenés en surface sous forme d'enclaves au sein de roches volcaniques, quand un volcanisme explosif recoupe une lithosphère en subduction (cordillères Américaines).

La subduction intra-océanique peut conduire, comme c'est le cas en Oman (57), à l'obduction d'une portion de lithosphère océanique sur une marge continentale. Cette obduction est contemporaine de la subduction d'une autre portion de lithosphère océanique. Cette dernière sera métamorphisée dans les conditions de haute pression et basse température ; coexisteront dans une même zone de convergence, des roches océaniques obduites et donc intactes (sans métamorphisme de haute pression et basse température) et des roches océaniques subduites , donc transformées dans les faciès des schistes bleus et des éclogites. Dans ce cas la marge continentale n'est pas impliquée dans la subduction.

Dans les Alpes, la croûte continentale (Grand Paradis et Dora Maira) est affectée par métamorphisme du haute à très haute pression comme le montre la présence de coésite (58), qui est la forme de ultra-haute pression de SiO₂. L'inclusion de coésite, au sein d'un grenat, montre une auréole de quartz sur le pourtour (59) . Cette transformation de coésite en quartz se fait avec une forte augmentation de volume, ce qui provoque l'éclatement du grenat hôte. Elle résulte de la décompression liée à l'exhumation de cette roche métamorphique de ultra-haute pression.

Grâce aux techniques de la géochronologie absolue (60), les âges de ces évolutions métamorphiques de haute pression et basse température peuvent être calculés. Les faciès Schistes Bleus et Eclogites des ophiolites sont datés entre le Paléocène et l'Eocène inférieur. Par contre, pour les portions de croûte continentale métamorphisées à très haute pression (massif de Dora Maira, et de façon plus générale les massifs « cristallins internes ») l'âge du métamorphisme est plus récent, entre - 38 et - 35 Ma. (60). Cela marque l'implication de la marge Européenne amincie dans la zone de subduction alpine.

En conséquence, on peut proposer un modèle à l'Eocène de la convergence alpine. Les roches de la zone Piémontaise des Alpes occidentales témoignent du fonctionnement, à l'Eocène, d'une paléo-zone de subduction intra-océanique(61).

Dans ce modèle, la croûte continentale n'est impliquée dans le sous-charriage qu'après la croûte océanique : ce n'est qu'à l'Oligocène que la marge continentale entre à son tour dans la zone

de subduction marquant ainsi la transition entre un régime de subduction et un régime de collision continentale. Les blocs basculés vont être à l'origine des futurs MCI.

Visibles sur la carte géologique au 1/1000.000^{ème} de la France (62), au niveau du Grand Paradis par exemple, les MCI se retrouvent sous les ophiolites. Par contre d'autres roches métamorphiques, d'origine continentale, sont situées au-dessus de ces mêmes ophiolites et constituent la zone Austro-Alpine(ou zone Sésia). On y observe, (63), des affleurements de méta-granites déformés de façon hétérogène. On remarque le développement progressif de la foliation. L'échantillon de la Diapositive (64) provient d'une zone peu déformée de cet affleurement. Lame mince (L.P.) de méta-granite dans le faciès des Eclogites : entre les micas et les anciens feldspaths se développe une couronne de grenats. Les feldspaths sont presque totalement remplacés par de la jadéite (cristaux à fort relief de teinte jaune orangé à gris foncé). Mais dans cette zone Austro-Alpine, l'âge du métamorphisme de haute pression (65) est Crétacé supérieur. On est donc conduit à envisager un modèle avec plusieurs subductions actives au cours du temps.

Diapositive (66) : hypothèse mettant en jeu les différentes subductions, intra-océanique et continentales.

La subduction continentale est un concept nouveau en termes de tectonique des plaques et qui a été mis en évidence grâce à des données :

- pétrologiques d'une part (découverte d'échantillons de méta-granites dans le faciès des eclogites et donc subduits à grande profondeur)
- géophysiques d'autre part (tomographie sismique) qui montre dans le cas de la collision Inde-Asie, la subduction de la croûte continentale, (67).

Dans le cas de la collision Inde/Asie, il faut signaler le développement de décrochements que l'on peut observer à l'échelle crustale(68). Ces grands accidents verticaux (Altyn Tagh fault et Tien Shan par exemple) permettent le coulissage de blocs continentaux durant la convergence et sont à l'origine des processus d'extrusion continentale (poinçonnement de l'Asie par l'Inde).

IV. Dynamique orogénique : Quelle est la part respective des trois processus chevauchement – épaissement, décrochement et subduction continentale ?

Dans les chaînes de collision, (69) on a très longtemps pensé que les structures de raccourcissement et d'épaississement (plis, chevauchements...) étaient les seules structures accommodant la convergence des plaques. Depuis une vingtaine d'années, il est clair que les déplacements (coulissages) de blocs rigides le long de grands décrochements accommodent également la convergence des plaques lithosphériques. Enfin depuis une dizaine d'années, nous réalisons que la subduction continentale est un processus important et sans doute commun durant la convergence. La grande question qui est posée aux géologues aujourd'hui est celle de la part respective de ces trois processus dans l'évolution d'une chaîne de collision.

Enfin, et pour conclure sur quelques perspectives de réflexion, on sait aujourd'hui qu'il existe de l'extension au cours de la formation des chaînes de collision. C'est le cas dans les Alpes occidentales. Dans la vallée de la Durance (70), on note la présence de faisceaux de failles associés à une forte sismicité. L'étude des mécanismes aux foyers (71) montre des mouvements en extension. Ainsi, le champ de déformation actuel (72), révélé par les séismes, les structures tectoniques récentes et la géodésie, indique que les zones internes sont en extension, alors que des structures compressives se développent aussi bien coté Européen que coté Adriatique. Cette extension contemporaine de la convergence actuelle est encore mal comprise.

En guise de conclusion on peut donner quelques repères et quelques processus (73).