

LE TEMPS GEOLOGIQUE

Les longues durées de l'histoire de la terre

Bernard GUY

Ecole nationale supérieure des mines de Saint-Etienne

guy@emse.fr

Conférence invitée par la Société française de physique, Lyon, Mars 2002

Résumé

Ce travail propose une vision généraliste sur la question du temps en géologie en exposant un panorama de ses différentes facettes : la mesure du temps géologique, chronologie relative, chronologie absolue. Les grands processus géologiques et les principaux événements de l'histoire de la terre. La modélisation physico-mathématique des phénomènes géologique et le temps géologique calculé. Des repères historiques sur la découverte du temps « profond » par les géologues. Enfin le géologue face aux longues durées : remarques épistémologiques et cognitives. Il faut mettre au crédit des sciences de la terre la découverte du temps profond et le décentrement qui l'accompagne, l'immensité du temps, que notre imagination peut à peine concevoir. La géologie a son grain de sel à mettre dans la discussion de nature physique et philosophique sur la signification du temps.

Mots-clés : géologie ; temps ; espace ; chronologie relative ; chronologie absolue ; processus géologiques ; histoire de la terre ; modélisation physico-chimique ; modélisation mathématique ; histoire de la géologie ; le géologue devant les longues durées ; le temps profond

Table

Introduction

1. Analyse d'un exemple inspiré de la réalité
2. La mesure du temps géologique
Chronologies relatives
Chronologie absolue
3. Les grands événements de l'histoire de la terre et les processus géologiques
Fonctionnement de la terre
Le cycle des roches
L'histoire biologique
Le couplage entre l'évolution biologique et l'évolution minérale
Résumé de l'histoire de la terre
4. Le temps géologique modélisé
Deux grands moteurs
Processus physiques et ordres de grandeur
Systèmes complexes
Temps de l'activité biologique
Pourquoi le temps géologique est-il si long ?
5. Le géologue et les longues durées
Repères historiques
Obstacles épistémologiques à la découverte du temps géologique

Conclusion

Introduction

Le temps géologique : nous n'allons pas définir le temps, ni la géologie, nous le verrons en cours de route... Quand on parle de temps géologique, on pense à des temps qui dépassent l'imagination, on pense aux longues durées de l'histoire de la terre.

Le plan de cet article sera le suivant : dans une première partie, nous commencerons à réfléchir sur un petit exemple inspiré de la réalité. Cela nous conduira, dans une deuxième partie, à parler de la mesure du temps géologique. Nous verrons que l'on peut distinguer grossièrement deux façons de mesurer le temps, de façon relative et de façon absolue. Munis d'outils de mesure, nous verrons dans une troisième partie quels sont les grands processus géologiques et les principaux événements de l'histoire de la terre. Dans une quatrième partie nous aborderons ce que nous appellerons le temps géologique modélisé, auquel on a accès depuis vingt ou trente ans avec le développement de l'informatique. On arrive maintenant à faire des programmes simulant les processus géologiques ; en somme, on retrouve le temps géologique à travers des systèmes d'équations. Nous terminerons par une partie intitulée : le géologue et les longues durées, qui proposera un recul historique et des repères épistémologiques.

Avant de commencer, il faut insister sur deux limites de ce travail : tout d'abord, la géologie fait appel à de très nombreuses disciplines et l'auteur ne peut toutes les maîtriser ; nous aurons ici un point de vue assez généraliste. Ensuite, nous allons évoquer en quelques pages, correspondant à environ un peu plus d'une heure de lecture (mettons une heure et quart, soit soixante quinze minutes, soit 4500 secondes), quatre milliard et demie d'années de l'histoire de la terre. Cela revient à résumer chaque million d'années en une seconde, ou encore mille ans en un millième de seconde... nous n'allons donc pas nous embarrasser de trop de détail !

1. Analyse d'un exemple inspiré de la réalité.

Imaginons que l'on monte sur une tour de l'église de Fourvière à Lyon et que l'on regarde le panorama du Sud-Ouest au Nord-Est : les monts du Lyonnais, le plateau de Charbonnières, les Monts d'Or et au-delà une série d'agglomérations dans la plaine de la Saône (Fig. 1). Pour analyser ce panorama d'un point de vue géologique, employons d'abord une comparaison avec la démarche d'un historien. Celui-ci arrive d'un pays étranger et voit dans la région lyonnaise une série de monuments (Fig. 2) : un pont romain, une église romane, un château du 18^e siècle. Aucun âge n'est marqué sur ces monuments qui coexistent aujourd'hui. Notre historien serait incapable de les classer a priori, alors que nous, qui habitons ce pays, le saurions peut-être, grâce à notre éducation. Si des jeunes Américains arrivent en France, c'est pareil pour eux : ils n'ont pas incorporé les échelles de temps utiles pour classer ce qu'on voit en Europe : tout y est pour eux sur le même plan. Quand c'est nous qui nous voyageons dans un pays éloigné du nôtre et allons en Egypte ou en Grèce, transportés des milliers d'années avant Jésus Christ, nous contemplons tant de monuments que nous ne savons pas classer les uns par rapport aux autres. Pour progresser, il faut regarder les vestiges du passé de plus près. On a parfois la chance de voir des indices intéressants : ce château que l'on visite (Fig. 3), il est construit sur un ancien mur romain (1). Il y a aussi une partie romane (2) reprise dans les constructions ultérieures du château (3). Tout cela nous donne des clefs pour classer les trois époques que nous discutons : d'abord l'époque romaine (1), ensuite l'époque romane (2) et enfin l'époque du château (3). On comprend ainsi que l'on puisse classer les constructions au moins de façon relative et, par corrélation avec les constructions voisines, établir une hiérarchie dans le temps de la plupart des monuments observés.

C'est une démarche analogue que l'on peut suivre sur le panorama présenté plus haut (Fig. 1). Il faut aussi regarder de plus près (Fig. 4). Ainsi, on s'aperçoit que les Monts d'Or et les Monts du Lyonnais n'ont pas la même valeur temporelle. On peut distinguer un premier ensemble, lui-même composite, désigné sur la figure 4 par les chiffres 1 et 2. Cet ensemble est repéré par les directions presque verticales des plans d'organisation des roches 1 visibles sur le terrain là où il y a des affleurements. Ce premier ensemble 1 et 2 est *recoupé* par l'ensemble 3, les Monts d'Or, marqué par d'autres directions des plans de la roche voisins de l'horizontale (nous y avons associé des roches numérotées 4). La plaine de la Saône vient en dernier (5) dans notre classification relative.

C'est ainsi que les géologues du 19^e siècle ont procédé en leur temps. Ils s'étaient aperçus qu'en Europe Occidentale, on retrouvait une série de roches plus anciennes que les autres et qui avaient des caractéristiques semblables d'un endroit à un autre : ils les ont appelées les roches primaires. Elles étaient recouvertes de roches qu'ils ont nommées secondaires, elles-mêmes surmontées de roches tertiaires, le tout se terminant par des roches quaternaires. On s'est aperçu ensuite qu'il était utile de définir des roches antérieures au primaire.

La correspondance avec les roches de notre panorama est la suivante : les roches n°1 (Monts du Lyonnais etc.) ont un âge juste antérieur au début du primaire. Les roches n°2 sont des granites primaires qui recourent ces roches plus anciennes. Les roches n°3 (Mont d'Or) sont des roches secondaires. Nous avons mis sur la figure un petit recouvrement de roches secondaires sur le granite observé près de Charbonnières. Nous avons rajouté pour mémoire les roches n°4 que l'on observe sur les Monts d'Or quand on les connaît bien : ce sont des roches tertiaires qui recourent les roches secondaires. Enfin les dernières roches de la plaine de la Saône (n°5) regroupent un ensemble de roches quaternaires. On voit ainsi qu'une analyse relativement simple, à partir des restes de roches visibles, nous permet de proposer une succession d'ensembles rocheux dans le temps.

2. La mesure du temps géologique. Chronologies relatives, chronologie absolue

2.1. Chronologies relatives

Ce qui précède nous a fait rentrer dans la démarche de chronologie relative. Différentes méthodes sont résumées dans la figure 5 et illustrées par des exemples géologiques sur les figures 7 à 14.

Superposition des strates (Fig. 7): les strates sédimentaires correspondent à des dépôts successifs et les plus récentes sont généralement au dessus des plus anciennes. Cette superposition donne la possibilité de classer.

Déformations successives (Fig. 11): les mêmes roches sont soumises à des plissements ou des fracturations, et on peut établir des chronologies entre différentes générations de fractures et de plis.

Intrusions de corps éruptifs (Fig. 8 et 9): les relations d'intersections de différentes intrusions successives permettent d'établir des chronologies relatives (nous venons de le voir à propos des granites primaires recoupant des assises antérieures dans la région de Charbonnières près de Lyon).

Déformations / érosion / nouveaux dépôts (Fig. 12 et 13): des successions complexes d'événements différents conduisent à ce qu'on appelle des discordances sédimentaires, où des ensembles de roches sont superposés à d'autres par l'intermédiaire de discontinuités (c'est le cas des roches des Monts d'Or recoupant les assises sous-jacentes qui tiennent aux Monts du Lyonnais). Les discordances permettent de construire les épisodes successifs d'une histoire : dépôts de roches sédimentaires, formations de montagnes et surrection, érosion, retour de la mer et nouveaux dépôts...

Transformation d'une roche par recristallisation (Fig. 10): les roches enfouies en profondeur peuvent recristalliser sous l'effet de l'augmentation de la température et de la pression : une cristallisation se superpose à l'état non recristallisé. Dans ces situations, les événements de recristallisation sont classés de façon relative.

Datation des ensembles géologiques par corrélations géologiques

La chronologie relative établie à un endroit donné (sur une zone de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres) peut être étendue aux roches semblables du voisinage

sur des zones de plus en plus grandes, de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres d'amplitude. Les extrapolations et interpolations qui s'ensuivent permettent ce que l'on appelle des corrélations géologiques. On parle de faciès pour des ensembles de caractères (minéralogie, structure, composition chimique etc.) qui définissent une roche et ses relations aux autres dans un contexte géologique donné. Les corrélations s'appuient sur les faciès : on essaie de relier les roches de même faciès d'une zone à l'autre. On parle d'échelle lithostratigraphique pour une succession type de faciès classés par chronologie relative. C'est l'outil de base qui nous permet de discuter l'histoire d'une région, et cela s'applique à des roches sédimentaires comprises au sens large (litho- signifie roche, et stratigraphie évoque les roches empilées les unes au dessus des autres). C'est à partir de ces échelles que, pour des ensembles continentaux de grande extension, on a défini les ères géologiques : primaire, secondaire, tertiaire, quaternaire... A l'intérieur de ces ères on définit des divisions de plus en plus fines (étages géologiques).

Diachronisme

Les corrélations entre roches de même faciès ne peuvent éviter ce qu'on appelle le diachronisme. Ce point intéressant renvoie au temps. Regardons les roches sédimentaires formant les falaises calcaires du Vercors, depuis Grenoble jusqu'à Valence (on retrouve des roches semblables jusqu'à Marseille). Nous observons une grande continuité de ces falaises qui évoquent pour le géologue un paysage de bordure de mer dans des temps anciens. Ce qu'il faut savoir en réalité, c'est que ces falaises ne correspondent pas exactement à une époque donnée, au sens d'un même instant. En effet ces roches sédimentaires sont des calcaires coralliens se formant dans des conditions particulières de bordure de continent, c'est-à-dire seulement le long d'une *ligne* ; les coraux se développent uniquement en bordure des zones émergées, à faible profondeur d'eau, comme les ceintures coralliennes autour des îles tropicales. C'est parce que ces conditions côtières ont balayé au cours du temps un grand espace que les roches sédimentaires ont pu donner des *surfaces* à deux dimensions. Cela a été possible car la mer s'est retirée (de Grenoble à Marseille...) et la ligne de rivage en balayant une surface a permis aux roches de continuer à se former (Fig. 6). C'est ainsi que la falaise donne l'impression d'une continuité à une certaine époque, mais elle est diachrone, ou oblique sur le temps, c'est-à-dire que ses différentes parties ont des âges différents. L'importance relative de ce diachronisme dépend des situations : à l'échelle continentale

de quelques centaines de kilomètres, cela peut correspondre à des écarts d'âges significatifs.

Datations et corrélations paléontologiques

Aux méthodes de datation relative, la paléontologie apporte un énorme ensemble de connaissances tenant à la variété des fossiles, restes et débris de végétaux, d'animaux vertébrés et invertébrés etc. Les fossiles intéressants sont ceux qui sont les mêmes dans une strate c'est-à-dire qui présentaient une grande extension géographique ; mais il faut qu'ils montrent aussi des différences d'une strate à l'autre, c'est-à-dire qu'ils évoluent rapidement et soient sensibles au milieu. L'intérêt des fossiles tient au fait que, au cours de l'évolution des formes vivantes, on ne revient jamais en arrière. Les formes de coquillages changent et se succèdent dans un seul sens, sans retour à des formes déjà vues. On peut donc établir grâce à elles une chronologie relative. Les fossiles parmi les plus performants (grande extension, variabilité) sont les ammonites, qui étaient des animaux marins voyageant dans toutes les mers du globe, et beaucoup utilisées pour les datations pendant le secondaire. On peut aussi citer les pollens facilement transportés par le vent et susceptibles de se disperser en tout point d'un continent et même dans les sédiments marins. On en observe au microscope dans des roches sédimentaires non trop transformées. Tout ceci est utilisé dans des corrélations, d'un faciès à un autre, d'un bassin à un autre, et permet des datations relatives utiles pour établir l'échelle lithostratigraphique internationale.

Des discussions sont nécessaires pour établir des corrélations entre les étages lithostratigraphiques ; cela est plus ou moins facile sur des distances modestes mais il est évident que l'on ne va pas observer les mêmes successions en Europe qu'aux Etats-Unis. C'est alors que les datations absolues interviennent, comme on parle plus loin. Les corrélations paléontologiques ne s'appliquent qu'à des terrains fossilifères, c'est à dire en gros des terrains qui ne remontent pas au delà du primaire, avant -500 millions d'années. Elles concernent des roches sédimentaires qui sont une partie seulement des terrains géologiques. Ainsi on n'a pas de fossiles dans les roches volcaniques ni dans les roches plutoniques comme les granites. Une autre limitation de la paléontologie est qu'elle ne fournit que des âges relatifs. En contrepartie, on peut faire grâce à elle une chronologie très fine (plus fine souvent qu'avec les méthodes de datation absolue dont les marges d'incertitude peuvent se recouvrir), et complémentaire de celle fournie par

les roches magmatiques et leurs datations absolues. Il est donc intéressant de relier les deux méthodes l'une à l'autre.

2.2. Chronologie absolue

La chronologie absolue fait appel à des méthodes de physiciens. On sait que les éléments chimiques sont définis par des nombres différents de protons, électrons et neutrons. Les isotopes d'un même élément ont des nombres différents de neutrons, ce qui leur donne des masses différentes. Certains éléments possèdent des isotopes radioactifs c'est-à-dire qui se décomposent et produisent de nouveaux éléments et leurs isotopes, que nous appellerons radiogéniques ; nous nous intéresserons ici à la radioactivité naturelle (il y a aussi la radioactivité artificielle), qui est de plusieurs types: alpha, beta, gamma, suivant le type de décomposition. En bref, un isotope père va se désintégrer au cours du temps et faire apparaître un isotope fils ; on fait l'hypothèse que cette désintégration se fait à une vitesse constante. En mesurant les proportions de père et de fils dans une roche, on peut se faire une idée de son âge : plus le temps passe, plus la proportion du fils augmente par rapport à celle du père. Cela permet les datations directes des roches et minéraux, en particulier pour les roches éruptives et les roches métamorphiques. Cela permet le calage de l'échelle stratigraphique sur l'échelle absolue.

Prenons l'exemple du couple Rubidium Strontium (Fig. 15). Les atomes père ou P, sont représentés par le Rubidium 87, les atomes fils ou F par le Strontium 87. On a l'équation différentielle de base : $dF/dt = - dP/dt = \lambda P$, exprimant que la vitesse de disparition de P est égale à la vitesse d'apparition de F et est proportionnelle à la quantité de P. Le facteur λ est supposé constant. L'intégration de cette équation conduit aux expressions reportées sur la figure. Dans la pratique, on n'utilise pas une équation faisant intervenir seulement le Rubidium 87 et le Strontium 87. On effectue une division par le Strontium 86, isotope non radioactif dont la quantité reste constante. Cette façon de faire est en relation avec les méthodes de mesure qui donnent le plus souvent des ratios. Le principe paraît simple, mais il faut regarder sa mise en œuvre de plus près. En effet, on voit que l'on a besoin de connaître la quantité initiale du père ; c'est le problème ! La solution est de faire des mesures sur plusieurs minéraux d'une même roche, qui auront des compositions différentes, car ils incorporent des quantités variables de rubidium et de strontium du fait de leurs propriétés cristallographiques différentes. On va ainsi pouvoir s'affranchir du rapport initial que l'on ne connaît pas. Le Strontium 86 et le Strontium

^{87}Rb ont le même comportement, ils seront dans le même rapport pour tous les minéraux que l'on va analyser. Cela va nous permettre de tracer ce qu'on appelle une isochrone (Fig. 16). On suppose par exemple qu'un magma cristallise sous forme de plusieurs minéraux incorporant des quantités variables de ^{87}Rb par rapport à ^{86}Sr avec le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial. Au cours du temps ^{87}Sr augmente et les équations de la figure 15 décrivent une droite dont la pente nous donne accès à l'âge de la roche.

Les différentes méthodes de datation absolue (Fig. 17) ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients. Celles qui mettent en œuvre des éléments se désintégrant très lentement permettent de remonter à des roches très anciennes : il reste encore aujourd'hui de quoi analyser. Mais pour les éléments qui se désintègrent rapidement, on ne peut pas remonter très loin dans le temps. Si on veut dater des âges très anciens, il faut s'intéresser par exemple au couple Uranium 238 Plomb 206. C'est avec lui que l'on a pu remonter à l'âge de la terre de 4,5 milliard d'années (Fig. 18).

Si on applique cette approche aux roches de la région lyonnaise (Fig. 19), nous voyons que les roches les plus anciennes (gneiss et schistes métamorphiques) ont un âge de 650 à 580 millions d'années, que le granite a 250 millions d'années, que les roches secondaires correspondent à une période s'étalant de - 240 à - 170 millions d'années. Quant au quaternaire il correspond à la période depuis - 1.5 million d'années.

3. Les grands événements de l'histoire de la terre et les processus géologiques

3.1. Fonctionnement de la terre

Supposons que nous avons maintenant les outils pour dater les roches. Avec eux examinons les processus géologiques et regardons les grands événements de l'histoire de la terre. Distinguons pour elle de façon quelque peu artificielle la série d'étapes suivantes (Fig. 20).

Etape 0. Genèse du système solaire : la terre commence à se former, en même temps que le soleil et les autres planètes, par accréation de poussières minérales issues de générations d'étoiles (nébuleuse proto-solaire). Ce point de départ se situe vers - 4 milliard et demi d'années.

Etape 1. La chute des particules minérales les unes sur les autres, qui, du point de vue de la terre sont autant de météorites, fait monter la température de l'ensemble et conduit à sa fusion. Les éléments se ségrègent. Le fer liquide se dirige vers le centre et va former le noyau liquide ; autour, les silicates de magnésium, en un mélange de solide et de liquide, surnagent (manteau) ; à la périphérie, une mince croûte solide. Les gaz se séparent des solides et commencent à constituer une atmosphère, ou bien s'échappent de la terre pour les plus légers.

Etape 2 (Fig. 21). La graine sous forme de fer solide commence à se former, entourée de fer liquide ; la croûte s'épaissit ; l'eau se condense en pluie, on observe le début de formation d'un océan ; une atmosphère primitive se forme. La chute de météorites se poursuit. Cette étape dure quelques millions d'années.

Etape 3. Tectonique des plaques

A - 4 milliards d'années, la terre est pratiquement constituée telle que nous la connaissons aujourd'hui, avec le noyau de fer liquide, la graine solide, le manteau devenu essentiellement solide ; il y a convection dans le manteau et entraînement de ce qui va constituer les plaques tectoniques. La tectonique des plaques a donc un fonctionnement ancien. Elle était plus rapide au début, la croûte étant plus mince, et le manteau plus chaud. Après un milliard d'années, la croûte est relativement épaisse. Les plus anciennes roches retrouvées sur terre ont - 3.6 milliards d'années.

Pour le géologue, la tectonique des plaques est le concept unificateur de tous les évènements qui s'enchaînent à la surface de la terre. C'est elle qui rythme le temps des roches. La compréhension de ce fonctionnement est tout à fait récente : il a fallu attendre les années 1970-80 : valse des continents et des mers, successions de phases d'agglomérations, avec formations de super-continent et de dispersions. Les plaques bougent en effet sur la sphère terrestre de surface finie. Si elles divergent à partir d'une situation où elles sont rassemblées, elles finissent par se rassembler à nouveau de l'autre côté en un super continent. Par la suite ce continent se disloque, les morceaux migrent et se retrouvent de la même façon. On obtient des cycles de quelques 400 millions d'années. Dans ces conditions les océans ont des mémoires relativement courtes, ils sont effacés au bout de 200 millions d'années, tandis que les continents ont une mémoire plus longue, de quelques milliards d'années. Les orogénèses, c'est à dire les formations des montagnes sont à comprendre dans ce cadre. On trouve sur la figure 22 un exemple : il y a 540 millions d'années, les continents étaient dispersés, ils se sont rassemblés à – 300 millions d'années et à nouveau ils se sont re-séparés depuis le secondaire. Nous sommes dans une phase de dispersion et, dans 200 millions d'années, l'océan pacifique aura disparu par jonction entre l'Asie et les Amériques. Les géologues essaient de retrouver des traces des anciennes plaques (boucliers antérieurs au primaire) au sein des grands continents actuels : (Fig. 23).

3.2. Cycle des roches (Figure 24 à 41)

Le cycle des roches accompagne la tectonique des plaques. On peut penser qu'il y a eu une dizaine de tels cycles depuis quatre milliards d'années. Rentrons dans le cycle en regardant les roches à la surface de la terre : celles-ci se trouvent altérées (c'est-à-dire transformées chimiquement) et désagrégées sous l'action de la pluie, du gel, du vent et de la chaleur ; elles sont ensuite érodées, et les débris transportés dans la mer où ils se sédimentent. Ils se font progressivement enfouir sous d'autres sédiments, phénomène auquel contribuent les mouvements d'ensemble associés à des formations de montagnes dans des secteurs voisins. Portées en profondeur les roches vont recristalliser (diagenèse et métamorphisme) et éventuellement fondre pour former des magmas. Elles finiront par se retrouver à la surface, remontées lors des orogénèses (surrection des montagnes) ou sous l'effet du volcanisme. L'on est alors revenu à la case départ. Les cycles ne correspondent toutefois pas à un simple retour en arrière car il y a au cours du temps des évolutions non cycliques, comme par exemple celle de la composition de l'atmosphère

(diminution de la concentration de CO₂ et augmentation de celle d'oxygène, en relation avec l'histoire biologique) qui va être couplée à l'évolution des roches.

3.3. L'histoire biologique

L'histoire biologique est connue à travers les fossiles et l'évolution de la nature et composition des roches associées à l'activité du vivant. L'origine de la vie est un sujet de débat : les chercheurs ont une idée des premières molécules organiques, la question étant de savoir dans quelles conditions elles ont pu se former et se polymériser pour former des molécules de plus en plus compliquées jusqu'aux cellules vivantes. On a pu invoquer le rôle de substrats d'argiles, on a parlé de certains milieux océaniques particuliers, on s'est aussi posé la question d'une origine extraterrestre. En tout cas, la vie s'est développée dans les océans formés par condensation de la vapeur d'eau lors de la baisse de la température de la terre. C'est à – 3,8 milliards d'années que l'on retrouve les premières cellules procaryotes sans noyau dans les algues bleues, responsables de la formation des stromatolithes, concrétions calcaires caractéristiques. Sur les figures 42 à 45 sont rappelées les grands moments de l'évolution de la vie, avec ses étapes dans l'eau (algues vertes sans noyau puis cellules à noyau), puis la sortie de la vie des océans avec les champignons et les premiers végétaux, dont l'évolution nous mène des plantes vasculaires aux plantes à fleurs, apparues au Crétacé.

Parallèlement à la vie végétale, la vie animale se développe, un peu en retard par rapport à la première, même si au début il est difficile de faire une distinction entre les deux. On peut repérer quelques étapes importantes, telle l'apparition des mollusques (- 700 millions d'années), des poissons (-). La vie sort de la mer et se répand sur la terre ferme : premiers insectes au milieu de l'ère primaire. Les batraciens et les reptiles s'épanouissent à l'ère secondaire. A la jointure entre le secondaire et le tertiaire, la disparition des dinosaures permet le développement des mammifères au tertiaire. L'humanité, préparée à la fin de l'ère tertiaire s'épanouit au quaternaire.

Plusieurs phénomènes sont responsables de couplages entre la vie végétale et la vie animale (Fig. 45). En particulier la photosynthèse permet l'augmentation de la teneur atmosphérique en oxygène indispensable à la vie animale. Il y a aussi le couplage par les chaînes alimentaires, certains végétaux permettent le développement de certains animaux qui les suivent dans le temps. On peut citer l'exemple des et des batraciens, des plantes à fleurs et des mammifères. Un certain nombre d'étapes de l'histoire biologiques sont illustrées Fig. 46 à 54.

3.4. Couplage entre l'histoire biologique et l'histoire minérale

Le couplage entre l'histoire biologique et l'histoire minérale est important à souligner, que cette dernière soit en relation avec des facteurs internes ou externes de l'évolution de la terre.

Facteurs internes (tectonique des plaques). L'évolution n'aurait pas eu lieu sur une planète inerte. L'évolution géologique est le moteur de l'évolution biologique. Le changement des conditions à la surface de la terre a exploré de nouvelles possibilités qui n'auraient pas pu être connues autrement : des changements de paléogéographie et d'espaces offerts à la vie par la dérive des continents et les changements des espaces continentaux ; des barrières montagneuses coupent une population animale en deux sous-populations qui vont ensuite évoluer différemment. Il faut aussi citer l'action du volcanisme sur le climat et les inversions du champ magnétique. Le champ magnétique a son origine dans le noyau, (mouvements de fer liquide), s'annule de façon plus ou moins périodique et change de sens. Dans les moments où il s'annule, les particules chargées qui viennent du soleil, et qui n'arrivent pas d'habitude jusqu'à la terre du fait de la protection par le champ magnétique, peuvent avoir des rôles sur l'accélération des mutations. En retour, l'évolution biologique entraîne l'évolution minérale ; un exemple des plus significatifs est piégeage du CO₂ dans les carbonates (d'origine animale) : l'essentiel de ce gaz est aujourd'hui sous forme de roches.

Facteurs externes. La formation de la terre elle même s'est faite par l'agglomération des poussières issues de la nébuleuse proto-solaire. Tout au long de l'histoire de la terre, la chute de météorites de grande taille a pu avoir une influence majeure, par les extinctions biologiques engendrées. La position de la terre par rapport au soleil a une influence sur les climats, et en particulier les glaciations.

Quand on parle de l'histoire de la terre, quand les physiciens parlent de l'histoire de la terre, ils commencent par évoquer le Big-Bang et les générations d'étoiles, puis décrivent la formation de la terre : ils passent ensuite le relais aux biologistes et font l'impasse quasi-totale sur toute la maturation géologique nécessaire pour accompagner l'évolution biologique. Insistons sur cette liaison en prenant l'exemple de la planète Shaddock (Fig. 55). Ces créatures évoluent (sur la figure, cela est manifesté par leurs changements de couleur) car la planète sur laquelle ils vivent est bouleversée par des mouvements importants (et plus ou moins invraisemblables !) qui la déforment.

3.3. Résumé de l'histoire de la terre

Pour proposer un résumé de l'histoire de la terre, on présente le plus souvent la métaphore du calendrier en disant en raccourci que, si la terre se forme le 1^{er} janvier, il faut attendre quelques secondes après le début du 31 décembre pour voir arriver l'homme. C'est une métaphore temporelle, proposons une métaphore spatiale : l'histoire de la terre de la base de la tour Eiffel jusqu'au sommet (Fig. 56). L'homo sapiens sapiens qui enterre ses ancêtres, qui a une activité artistique, correspond à quelques millimètres de peinture sur la flèche de la tour Eiffel. Le reste, ce sont toutes les époques qui nous ont précédés. Cette métaphore spatiale nous fait imaginer que tout cela est encore sous nos pieds et attend de surgir par l'observation et par nos raisonnements. Les époques bien connues en Europe occidentale, primaire, secondaire, tertiaire, forment l'essentiel de la hauteur de la tour. On retrouve sur la figure différents événements (certains déjà signalés) comme sortie de la vie de l'eau, au cours du primaire, les périodes de glaciations, différentes extinctions des formes vivantes, les époques de super-continent etc.

4. Le temps géologique modélisé

4.1. Deux grands moteurs

Adoptons maintenant une démarche de mathématicien et de physicien pour modéliser le temps géologique. Essayons de mettre en équations les processus se déroulant à la surface et à l'intérieur de la terre, et voyons si nous arrivons à rendre compte de ce que nous observons. Une multitude de calculs est possible. Pour clarifier les choses, on peut distinguer deux grands moteurs responsables de l'évolution des roches (Figure 57) : - un moteur interne, c'est la convection dans le manteau terrestre qui fait bouger les plaques tectoniques ; - un moteur externe, c'est l'énergie en provenance du soleil, responsable de la circulation atmosphérique et océanique et des climats, du cycle de l'eau, du modelé des roches à la surface de la terre et de l'érosion. Ces deux grands moteurs sont en compétition l'un avec l'autre, et c'est ce conflit (d'un côté on édifie des montagnes, de l'autre on les érode et on en disperse les débris) qui permet de comprendre l'évolution de la terre. Pour rendre compte des échelles du temps, il faut examiner le couplage de ces deux moteurs. Le premier repose sur la dissipation de la chaleur dans le manteau, le second sur la dissipation de l'énergie dans le soleil, et ce qui peut nous en arriver sur terre compte tenu des paramètres orbitaux de notre planète.

Convection mantellique. La compréhension de la dynamique du manteau fait intervenir divers phénomènes liés à la production et dissipation de la chaleur et aux mouvements induits. Les mouvements qui résultent de tous ces phénomènes et sont responsables de la migration des plaques superficielles se font à des vitesses de quelques centimètres par an. Cela induit des cycles de quelques centaines de millions d'années pour des parcours de quelques milliers de kilomètres des cellules mantéliques. Sur la figure 58 sont représentés quelques diagrammes relatifs à la convection dans le manteau supposée se faire en une ou deux couches. On a aussi représenté les profils de la viscosité et de la température en fonction de la profondeur (Fig. 59) suivant différentes hypothèses. La température monte à un peu plus de 3000°C à la frontière noyau - manteau. Il y a des zones où elle varie plus rapidement, ce sont les couches limites thermiques où il n'y a pas de convection.

Energie solaire. L'énergie solaire reçue sur terre est fonction des paramètres d'orientation et de position de la terre sur son orbite (paramètres de l'ellipse parcourue par la terre, orientation de l'axe de rotation etc.). On met en évidence divers cycles

guidant les climats, les circulations atmosphériques, océaniques etc. sur des temps comptés en jours, années, et dizaines de milliers d'années, tenant tant aux paramètres astronomiques de la terre qu'à ceux de l'évolution propre du soleil.

4.2. Processus physiques et ordres de grandeur

Sur la figure 60, nous proposons une liste de quelques processus physiques élémentaires, utiles pour comprendre le déroulement du temps en géologie. Cette liste est établie à l'aide de la mécanique et de la thermodynamique. Cette dernière explicite ce qu'on appelle la production d'entropie, rassemblant les divers processus irréversibles ayant une direction d'évolution privilégiée : diffusion de la chaleur, diffusion de la matière, déformation, dynamique des fluides et cinétique chimique. A l'aide de ces processus, on peut faire des modèles applicables en géologie.

Sur la figure 61, les différents processus sont donnés avec les lois qui les régissent, et les ordres de grandeur pour les phénomènes géologiques, à comparer avec d'autres domaines. On indique les temps caractéristiques qui en résultent.

Diffusion de la chaleur : le paramètre qui exprime la vitesse plus ou moins grande du transport de la chaleur est la diffusivité thermique D_{th} ; ce paramètre pour les situations géologiques est de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-6} mètres carrés par seconde. En appliquant la loi parabolique moyenne simplifiée $t = x^2/D_{th}$ pour le temps, on peut calculer assez facilement les temps de refroidissement d'un granite, d'une série métamorphique ou d'une coulée volcanique de dimension x . Par exemple, le refroidissement d'un massif granitique de quelques milliers de mètres de rayon, ou de séries métamorphiques de taille comparable ou supérieure font apparaître des temps se comptant en millions d'années. A la surface de la terre au contraire, une coulée volcanique refroidira plus rapidement, sur des temps de quelques années à des dizaines d'années en fonction de la taille des coulées.

Diffusion de la matière : on peut considérer une gamme de valeurs des coefficients de diffusion, suivant qu'ils correspondent au transport des atomes à l'intérieur des cristaux, dans l'eau, ou dans les silicates fondus (les magmas). Ils nous permettent de discuter à quelle vitesse se font les échanges de matière dans le métamorphisme, lorsqu'il y a recristallisation des roches et échanges des éléments chimiques par diffusion. On obtient des ordres de grandeur de quelques centimètres par millier d'années.

Déformation : les phénomènes de déformation au cours du temps sont en relation avec les pressions et les paramètres mécaniques des matériaux, en particulier la viscosité. Il est intéressant de remarquer que la viscosité du noyau de la terre (fer liquide) est la même que celle de l'eau. Par opposition, celle du manteau est énorme. C'est à partir des lois qui modélisent ces phénomènes que l'on calcule des vitesses d'écoulement des montagnes à compter en millimètres ou centimètres par an.

Écoulements de l'eau en milieu poreux : ils font intervenir des paramètres comme la perméabilité, fonction elle-même de la viscosité de l'eau. Compte-tenu des gradients de pression auxquels on peut s'attendre dans la nature, on peut calculer la vitesse de migration de fluides dans la croûte terrestre de quelques millimètres à quelques mètres par an. Pour les migrations dans les bassins sédimentaires de plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres, on accède à des temps de dizaines de millions d'années.

Cinétique chimique : elle intervient quand on cherche à connaître la vitesse de dissolution d'un minéral. Pour faire disparaître un cristal millimétrique de quartz à 25°C, on trouve des temps qui vont de la centaine au million d'années. Ce minéral se dissout très lentement, c'est pourquoi on en trouve encore au bord des plages alors que les autres minéraux ont disparu.

Dans la figure 62, nous présentons quelques calculs utiles pour estimer le temps de disparition des Monts d'Or dont nous avons parlé plus haut. Ces petites montagnes sont constituées de calcaire, qui se dissout lentement sous l'action de l'eau. Nous pouvons envisager une certaine quantité d'eau tombée annuellement (fonction des régimes climatiques) et pouvant contenir en solution une certaine quantité de calcium après dissolution du calcaire. Compte tenu de la quantité totale de calcium contenue dans les Monts d'Or, on peut estimer le temps total nécessaire à l'abrasion, en vérifiant que la cinétique de dissolution n'est pas limitante (ce qui est le cas pour le carbonate de calcium constituant la roche). Les calculs font intervenir la pression partielle du gaz carbonique qui influence la quantité de Calcium que l'eau peut contenir en solution. On arrive à une centaine de millions d'années, cela est fonction des hypothèses prises et qui sont discutables car il est difficile d'envisager une constance du régime des pluies, de la température ou de la teneur atmosphérique du gaz carbonique sur de telles durées. On pourrait bien sûr affiner, mais on conclut en tout cas qu'il reste encore un peu de temps à ceux qui ont leur maison sur les Monts d'Or. Nous pouvons donner un autre exemple : grâce à des mesures d'âges de coulées volcaniques recoupées par l'érosion, on a pu

estimer dans le Massif Central des vitesses d'érosion de 50 à 100 mètres en un ou deux millions d'années. On notera que c'est l'érosion qui se fait de façon localisée au droit des rivières et qui ne concerne pas la masse des roches.

4.4. Systèmes complexes

Tous les phénomènes listés précédemment sont couplés en géologie : les transformations chimiques sont associées aux déformations dans le métamorphisme, le transport aux réactions chimiques dans les migrations d'eaux chaudes, le transport et la diffusion thermique dans la solidification de magmas, le transport et l'électromagnétisme dans le noyau terrestre etc. Les couplages font apparaître des temps propres, c'est-à-dire qui ne sont pas directement régis par les conditions imposées par l'extérieur du système, et liés à des ratios entre les coefficients des phénomènes élémentaires. Pour faire les divers calculs, il faut aussi connaître les gradients ou variations dans l'espace des grandeurs utiles, compte-tenu des tailles des systèmes et des conditions initiales et aux limites sur lesquelles il faut aussi faire des hypothèses. On peut parler de structures dissipatives pour les agencements complexes apparaissant du fait des couplages des phénomènes. Modéliser tous ces phénomènes permet de mieux comprendre des morceaux de l'histoire géologique de la terre. Cela peut avoir aussi un intérêt appliqué ; ainsi la modélisation du transfert réactif en milieu poreux a de très nombreuses applications, comme la prévision de la sûreté des stockages radioactifs, le suivi de certaines pollutions, la prévision des paramètres de la séquestration du CO₂ dans le sous-sol etc. Grâce aux codes de calcul, on prévoit des durées géologiques vers le futur et non pas vers le passé, en essayant de décrire ce qui peut se produire dans quelques milliers ou dizaines de milliers d'années, et jusqu'au million d'années ou plus à partir de maintenant.

Sur les figures 63 à 65, on montre des roches sédimentaires dont la compréhension demande une modélisation couplée de phénomènes de transfert de matière, de cinétique chimique et de déformation. Il s'agit d'alternances de calcaires et de marnes ; le calcaire, carbonate de calcium CaCO₃ forme des bancs clairs en relief et les marnes, mélanges d'argiles et de calcaire, sont grises et apparaissent un peu en creux. Cette alternance très régulière a posé beaucoup de questions aux géologues. Certains ont dit qu'elle est réglée par la variation des climats en relation avec l'activité solaire et les paramètres orbitaux de la terre, c'est-à-dire in fine les paramètres astronomiques. Depuis quelques années, certains chercheurs estiment que les ségrégations et les discontinuités entre calcaires et marnes sont le fait de la compaction d'un mélange plus ou moins

homogène de calcaire et de marne : la cristallisation des solides minéraux, soumis à des pressions différentielles suivant leurs proportions, et sa compétition avec le transport des éléments chimiques dans le fluide interstitiel peuvent faire apparaître des oscillations. Il y a une controverse intéressante sur ce genre de roche. La solution est peut-être un mélange des deux hypothèses. On peut modéliser de façon analogue les alternances minéralogiques observées dans les schistes (Fig. 66) : à partir du moment où l'on comprime une roche homogène et où on l'a fait recristalliser, on peut faire apparaître des hétérogénéités. par la compétition entre les phénomènes de croissance cristalline et le transport par diffusion.

Sur les figures 67, 68 et 69, on montre des roches appelées skarns dont la compréhension demande également d'associer des migrations d'éléments et des réactions chimiques. On peut faire apparaître des rythmes propres.

4.5. Le temps de l'activité biologique

L'activité biologique fait intervenir plusieurs temps couplés à l'échelle des temps géologiques : - le temps des mutations aléatoires, reliées éventuellement aux rayonnements cosmiques ; - la dynamique propre des populations biologiques (on parle par exemple de modèles de proies / prédateurs pour décrire les relations des nombres d'individus dans deux populations en concurrence) ; - la compétition des organismes avec les changements de milieu imposés par la géologie et la sélection évolutive qu'ils imposent. Sans cesse les organismes sont poussés à explorer de nouvelles possibilités.

4.6. Pourquoi le temps géologique est-il si long ? Fig. 70 et 71

Si on reprend les paramètres physiques énumérés ci-dessus, nous pouvons remarquer que leurs valeurs en géologie sont souvent notablement plus faibles que pour les procédés industriels ou les transformations observées dans la vie de tous les jours. Les variations dans l'espace ou gradients sont aussi plus faibles. Si l'on revient à la production d'entropie qui fait apparaître les différentes lois d'évolution, on constate que les forces des lois évolutives font apparaître les grandeurs des paramètres physiques multipliés par les gradients. Le fait qu'à la fois les paramètres et les gradients soient plus faibles (définis sur de grandes distances) fera que les forces seront plus faibles et les évolutions plus lentes.

Au total, qu'est-ce qui guide les différents tempos de la terre ? On peut parler de façon très générale du couplage non linéaire entre des phénomènes oscillants et des dérives

séculaires ; il en résulte une grande variété de comportements temporels, y compris des mouvements chaotiques ; on n'a jamais d'état stationnaire. On commence à mieux comprendre tout cela. Sur le tableau de la figure 71, nous avons mis les caractéristiques temporelles d'un certain nombre de phénomènes, c'est-à-dire la demi-vie pour les phénomènes irréversibles, et la période pour les phénomènes cycliques.

5. Le géologue et les longues durées

Pour terminer cet ouvrage, essayons de rentrer dans la mentalité du géologue qui s'attaque à la question des longues durées de la terre. Commençons par quelques repères historiques.

5.1. Repères historiques (figures 72 à 74)

Après l'avoir soupçonnée au XIX^e siècle, on a touché du doigt l'immensité du temps géologique au début du 20^{ème} siècle. C'est à partir de cette période que l'on a estimé les durées absolues des périodes géologiques. Jusque là, on avait connu des allers et retours entre différentes conceptions, sans véritablement conclure. Alors que le monde grec était éternel, celui des judéo-chrétiens avait une durée finie et somme tout brève de quelques milliers d'années. Au Moyen-âge, le modèle grec est un peu oublié, la chronologie du monde s'identifie à celle de l'humanité comprise par la Bible et les archives historiques, et on n'a pas l'idée de chercher dans la terre des témoignages du passé. Les généalogies des textes sacrés permettent de remonter à Adam, et, en comptant les générations, on peut annoncer des durées absolues. A la Renaissance, on commence à prendre du recul par rapport aux textes bibliques. Les Grecs avaient déjà observé la terre ; on s'y remet, en se disant que le temps a été enregistré dans les roches. Mais on cherche d'abord à retrouver les chronologies bibliques et le déluge. C'est le début de la stratigraphie, avec Sténon que connaissent les historiens de la géologie.

Du 17^{ème} au 19^{ème} siècle, deux grandes approches sont repérables. D'une part, une vision historique un peu abstraite, celle de physiciens et philosophes qui proposent des modèles de la terre : la nébuleuse de Descartes, le monde de Laplace et leurs descendants. On parle de la formation de la terre par agglomération de matières solides. Newton a été le grand inspirateur de cette vision, lui qui avait mis en évidence les forces de gravité, auxquelles, à l'époque, on cherchait à tout ramener. On faisait des bilans de l'énergie récupérable dans ce processus, et qui pouvait expliquer que la température s'élève en profondeur comme on l'observe dans les mines ou comme le volcanisme le suggère. Comment cette chaleur peut-elle se dissiper et à quelle vitesse ? Buffon a proposé la comparaison du refroidissement d'un boulet de canon, extrapolé à la dimension de la terre, et a donné des estimations de l'âge de la terre à 75 000 ans, déjà notablement plus que les textes bibliques.

Pendant la période du 17^e au 19^e siècle, il y avait d'autre part des gens qui observaient les roches de près et accumulaient les faits. Un géologue tel Lyell concluait que les processus passés étaient les mêmes que les processus présents et concluait à des durées illimitées (ni début, ni fin). Dans le cadre d'une chronologie courte que certains renaient des physiciens au contraire, et compte tenu du nombre croissant d'événements de grande importance qu'il fallait y faire rentrer, on était contraint d'imaginer que les processus passés avaient pu se faire à des vitesses plus rapides que les processus actuels. On parlait de catastrophes.

Un moyen terme apparût progressivement : l'âge de la terre n'est ni court, ni infini, il met en jeu de très longues durées. On peut en approcher des morceaux en faisant des estimations quantitatives à partir de diverses observations :

- *le travail de l'érosion* ; en regardant la vitesse à laquelle on érode les montagnes, avec laquelle on transporte les débris par les rivières, et on sédimente dans la mer, on peut proposer des estimations de la durée nécessaire pour faire une épaisseur donnée de roche sédimentaire. En regardant les dizaines de milliers de mètres de sédiments observables dans les montagnes, on peut remonter à des durées de formation minimales de morceaux de notre terre valant des centaines de millions d'années.

- *les processus d'évolution* tel que Darwin les avait imaginés. Pour que les mutations biologiques accumulent des changements observables, alors qu'à l'échelle humaine on en voit si peu, il faut des grandes durées.

- *Le sel de la mer* permet aussi de discuter les durées : les océans ont été salés par la dissolution des minéraux lors de l'érosion des continents : en estimant la quantité amenée à la mer par unité de temps (compte-tenu des concentrations possibles en solution et des débits des rivières) on peut là encore proposer des durées.

Au total, divers chiffres étaient annoncés par les savants, allant de quelques dizaines de milliers d'années à quelques centaines de millions d'années. La culmination des discussions entre partisans des durées courtes et partisans des durées longues correspond à la controverse autour de Lord Kelvin, qui a opposé physiciens et géologues. Ces derniers aiment bien la rappeler car, en fin de compte, Lord Kelvin s'était trompé. Le savant anglais voulait réagir aux propos alléguant des durées illimitées proposées par certains géologues ; ce n'était pas possible, la thermodynamique nous interdit de fabriquer de la chaleur indéfiniment : la terre refroidit. Lord Kelvin a repris l'idée de Buffon du refroidissement, et l'a mise à l'épreuve très sérieusement en utilisant les lois

de Fourier de la conduction de la chaleur. Il est arrivé à des estimations de 80 millions d'années, puis il s'est rabattu sur des chiffres plus petits, car les premiers obtenus l'effrayaient. Mais en face de lui, des géologues continuaient de dire que la durée était plus longue encore, se fondant sur les observations et les calculs que nous venons de rappeler. Il a fallu attendre le 20^{ème} siècle et la découverte de la radioactivité pour pouvoir à la fois mesurer l'âge de la terre et déterminer la source de la chaleur : on sait que la source de la chaleur est au trois quarts d'origine radioactive, ce que Kelvin ignorait, et pour un quart due au refroidissement de la terre.

5.2. Obstacles épistémologiques à la découverte du temps géologique

Les difficultés précédentes n'avaient-elles pas aussi un contenu psychologique ? L'enseignant de la géologie sait que les puissances de dix ne suffisent pas à satisfaire l'imagination : aligner les 10^6 ou 10^9 années n'aide pas l'intuition de celui qui désire appréhender le temps de la terre et rentrer dans la démarche du géologue. Nous pouvons reprendre les travaux du philosophe Bachelard, et parler avec lui d'obstacle épistémologique. Un obstacle épistémologique est une connaissance première dont il faut voir les limites et qu'il faut dépasser pour accéder à une connaissance meilleure. Proposons trois obstacles.

a) L'obstacle des longues durées : on ne peut accéder aux longues durées en empilant du temps humain. C'est une autre façon de dire que le temps géologique dépasse l'imagination. Avec de la bonne volonté on pense pouvoir amasser du temps humain en quantité suffisante pour arriver au temps géologique. Mais ce n'est pas possible ; cela tient à des raisons cognitives, c'est-à-dire liées au fonctionnement du système cérébral appuyé sur nos sens. On ne peut pas tenir à la fois l'échelle du temps humain et celle du temps géologique, car on ne peut pas tenir dans son esprit plus de trois ou quatre ordres de grandeur de dimensions du temps. Cela renvoie au fonctionnement de la mémoire cérébrale dite de travail par rapport au reste de la mémoire : quelques millièmes de seconde par rapport à quelques secondes. On peut faire la comparaison avec l'appréhension de l'espace étudiée par la psychologie cognitive : on ne peut pas tenir dans son esprit plus d'un certain nombre d'ordre de grandeur de dimensions spatiales. Il y a le fameux exemple de la comparaison entre l'éléphant et la souris. Si l'on nous demande de penser à un éléphant, nous ne sommes plus capables de voir les détails de la souris. Il faut revenir à l'échelle de la souris qui va occuper tout le champ de notre pensée. Cette limite tient en particulier au champ visuel et au nombre de cellules

visuelles. Nous postulons ici que ces éléments de « cablage » interviennent quand on essaie de tenir dans son esprit différentes échelles de temps. La conclusion est que l'on doit procéder par gammes d'échelles successives, en quittant l'échelle humaine, et en prenant des périodes plus longues comme nouvelles unités élémentaires. On introduit alors forcément un lissage.

Le lien avec l'espace (figures 75 et 76)

Notre point de vue sur le temps géologique tient aux différents points de vue sur l'espace et fait que l'opération de lissage temporel en dépend (figure 75). Ainsi quand nous regardons les Monts d'Or, nous expérimentons cette série d'échelles emboîtées. Si nous les considérons dans leur ensemble en les regardant de loin à l'échelle du kilomètre, nous avons une appréhension à l'échelle de la centaine de millions d'années. Nous ne voyons pas les détails par rapport à cet intervalle. Nous allons du million à la centaine de millions d'années. Quand nous nous rapprochons, nous pouvons « voir » les durées plus faibles : à l'échelle de quelques dizaines de mètres, nous arrivons à des dizaines ou des centaines de milliers d'années. Si nous mettons le nez sur l'affleurement, nous finissons par retrouver le temps avec lequel nous sommes familiers. Nous pouvons éventuellement voir des traces de reptiles qui sont passés en quelques instants. En considérant des morceaux d'espace de tailles différentes, nous mettons en évidence un effet de poupées russes : on découvre des grandes durées, puis des durées un peu moins longues apparaissent. En se rapprochant peu à peu, on fait apparaître une énorme « réserve » du temps que nous connaissons. Le géologue fait surgir le temps comme caché dans les roches (Fig. 76).

La géologie nous invite à nous promener dans toutes ces échelles de temps. On remarquera que le problème de la hiérarchie des échelles se pose également pour les temps brefs. Les physiciens savent mesurer la femto-seconde : il y a autant de femto-secondes dans une seconde que de secondes dans l'âge de la terre. Les notions de court et de long sont relatives à des échelles, il n'y a pas de court et de long absolu, mais uniquement des rapports entre échelles.

b) L'obstacle de la permanence.

Le deuxième obstacle pour accéder au temps géologique est un obstacle majeur : c'est celui que nous appellerons de la permanence. Cette permanence qu'il nous est permis de penser dans notre vie quotidienne grâce aux montagnes et aux pierres. Plus précisément, quand il s'agit de nous repérer dans l'espace et permettre aux satellites de

se positionner, nous nous appuyons sur des bouts de pierres ou bornes fixées à la terre pour. Grâce à elles et au GPS, on peut définir nos coordonnées x , y et z (Fig. 77). C'est la façon pratique de penser et mesurer l'espace, par opposition à ce qui est changeant et qui permet de penser le temps : le mouvement du soleil, de la houle, de la mer. Le géologue vient déplacer cette dualité permanence/mouvement, puisque les montagnes elles mêmes, il va les faire bouger (Fig. 78). A l'échelle géologique de plusieurs dizaines ou centaines de millions d'années, ces montagnes sont maintenant des vagues mouvantes, ce sont des mouvements violents. Ils ne peuvent pas nous permettre de penser la permanence de l'espace, appuyée sur nos repères habituels. Inversement, si on vivait à l'échelle de quelques millièmes de seconde, la mer elle même deviendrait solide. On pourrait mettre des repères sur les vagues pour se positionner. Et pour avoir le temps, il faudrait considérer des mouvements plus rapides. On déplace la notion d'espace et de temps par ce déplacement des repères. Obstacle de la permanence : on pense fonder sa pensée sur du roc, mais il faut faire bouger les montagnes, transformer la permanence en mouvement. La géologie nous invite à envisager des situations différentes dans une sorte de continuum de déplacements, un continuum spatio-temporel ; ce que l'on pense immobile à un moment donné pour jaloner l'espace peut s'avérer mobile.

c) L'obstacle réductionniste. Cet obstacle intervient en arrière plan des deux autres. C'est la tentation du physicien de dire : « la géologie est simplement de la physique de grands systèmes ; on retrouve le temps géologique en résolvant les équations de la physique appliquées à la terre ». Cette proposition ne fonctionne pas : l'information pour reconstruire le présent géologique tient autant sinon plus à une somme d'aléas qu'à la connaissance des lois physiques à partir d'un instant initial, lui-même imparfaitement connu. Ce n'est pas l'information que l'on a sur le big-bang qui va nous permettre de comprendre la constitution de la terre à aucun moment. Toute une série d'évènements aléatoires se sont maintenant inscrits dans l'espace géologique. Lorsque le géologue veut reconstruire l'histoire, il doit faire une hypothèse sur des conditions initiales, grâce à une démarche inductive à partir des observations actuelles. Ces conditions initiales ont valeur de principe. En physique on choisit presque à la dernière minute les conditions initiales d'un système d'équations aux dérivées partielles ; on est dans une situation où l'on peut préparer le système. En géologie en revanche, on ne peut préparer le système et le travail de retrouver des conditions initiales vraisemblables est constitutif de la démarche. La compréhension de cette conduite « inverse » est importante pour accéder à un esprit géologique. Au total, on doit coupler les deux approches : une fois les

conditions initiales supposées par le travail géologique, on fait fonctionner les lois physiques.

Conclusion :

Le géologue apporte la découverte du temps profond et le décentrement qui l'accompagne. Nous avions auparavant connu d'autres décentrement. Avec Galilée et les savants qui l'ont accompagné, tout d'abord, on est passé d'un système géocentrique à un système héliocentrique : la terre n'est plus le centre du monde. Quelques siècles après, Freud a apporté un nouveau bouleversement : l'homme n'est plus maître de sa conscience, une partie inconsciente vit en lui. Il faut maintenant insister sur un troisième décentrement, celui du temps apporté par la géologie quelques dizaines d'années après Freud : l'immensité du temps, que notre imagination peut à peine concevoir, le temps « profond ». Je ne suis pas certain que l'on en ait complètement senti l'importance pour la pensée : c'est à mettre au crédit des sciences de la terre. En conclusion, nous pouvons dire avec force que la géologie a son grain de sel à mettre dans la discussion de nature physique et philosophique sur la signification du temps.

Remerciements : le contenu de cet article a fait l'objet d'une conférence invitée par la Société Française de Physique à Lyon, en Mars 2002. Je remercie mes collègues physiciens, et en particulier Xavier Artru et Bernard Jacquier, pour leurs encouragements. Je remercie Solange Micol qui a tapé une première version du texte. Je remercie tous ceux avec qui j'ai pu discuter la matière présentée ici. Je serai intéressé par toutes critiques qui pourront être faites. Crédits photographiques: je suis l'auteur de l'essentiel des photographies et documents présentés; autres sources: Auboin, Beudant, BRGM, Maréchal, Poirier, Pour la Science. Ce travail ayant été exposé oralement, il n'a pas été constitué de liste de références bibliographiques.

Légendes des illustrations

Figure 1

Panorama (très !) simplifié depuis la tour de l'église de Fourvière à Lyon : les monts du Lyonnais au Sud-Ouest, le plateau de Charbonnières, Les monts d'Or, la plaine de la Saône au Nord-Est.

Figure 2

Divers monuments jalonnent ce paysage et coexistent aujourd'hui, de gauche à droite : un château, une église, un pont romain. Quels sont leurs âges ?

Figure 3

Vue rapprochée du château de la figure 2 : on voit les restes superposés de plusieurs étapes : un morceau de mur romain (1), une partie romane (2) et le reste de la construction (3).

Figure 4

Détail des formations géologiques du panorama de la figure 1. Les roches les plus anciennes, dont la direction du feuilletage est verticale ou assez pentée sont repérées par le chiffre 1 (monts du Lyonnais) ; elles sont recoupées par des filons et corps granitiques (2) ; les roches des monts d'Or sont à plat (stratification plus ou moins horizontale) sur les roches précédentes (3). Elles sont recoupées localement par des roches différentes (4). Enfin, les remplissages alluviaux de la plaine de la Saône (5).

Figure 5

Quelques façons d'établir des chronologies relatives.

Figure 6

Phénomène de diachronisme : dans la situation 1, les roches noires se forment dans la mer à la bordure de la terre. La mer recule (situation 2) et les roches noires continuent de se former, ce qui augmente leur extension.

Figure 7

La superposition des strates permet de classer de façon relative différents événements, correspondant ici à divers dépôts qui se superposent. Avant d'établir une chronologie relative, on doit s'assurer de ce que l'on appelle la polarité de la série, c'est-à-dire savoir

si la série est à l'endroit, ou à l'envers, ce qui peut arriver par l'effet des mouvements tectoniques. Le géologue dispose de critères pour le décider.

Figure 8

Quand on fait de la géologie minière, on s'intéresse aux filons métalliques qui intersectent des roches préexistantes. On voit ici un filon contenant des minéraux d'étain recoupant un granite ; il lui est postérieur. Dans un secteur donné, plusieurs générations de filons peuvent être classées les unes par rapport aux autres.

Figure 9

Autre exemple provenant de la géologie minière. Les roches blanches sont du carbonate de magnésium exploité comme tel ou pour le magnésium qu'il contient ; elles recoupent des roches brunes riches elles-mêmes en magnésium (« péridotites »). On peut observer dans le secteur différentes générations de filons qui se recoupent les uns les autres et qui diffèrent par leur nature minéralogique et chimique.

Figure 10

L'observation des roches au microscope fournit des indications de chronologie relative : on observe différentes générations superposées de minéraux dans les roches qui ont recristallisé. Le côté de la photo correspond à quelques millimètres. Il faut l'expérience du géologue pour reconnaître au microscope les minéraux. Toutes les plages du minéral jaune ont la même orientation cristallographique et correspondent à un seul minéral qui s'est dissout. Un autre minéral (plage grise) a poussé après dans les vides laissés par le premier.

Figure 11

La succession des plis permet de faire des classements. Un premier pli a une direction plus ou moins parallèle à la masse du marteau ; il a été replissé dans une direction presque perpendiculaire (parallèle au manche du marteau), qui donne le mouvement d'ensemble bien visible. Dans les endroits plissés, il peut y avoir toute une série de plis se reprenant les uns les autres.

Figure 12

« Discordance » observée dans les Alpes de Haute provence. On voit ici des strates verticales recoupées par des strates moins pentées et presque horizontales. Pour expliquer cela, il faut envisager une série d'événements : dépôt des premières strates

dans la mer ; émergence et changement d'orientation des strates par formation de montagnes, érosion produisant la surface qui recoupe le premier ensemble de strates ; nouvelle immersion et nouveau dépôt du second ensemble de strates. La simple observation d'une discordance révèle une histoire qui n'est pas anodine.

Figure 13

On voit de plus près la coupure des strates correspondant à la figure précédente. Dans l'exemple des Monts d'Or discuté plus haut, on peut imaginer trouver quelque part dans leur soubassement une discordance semblable recoupant les couches tenant aux monts du Lyonnais.

Figure 14

Utilisation de la paléontologie : on trouve dans les livres anciens de nombreuses descriptions de fossiles avec des dessins minutieux permettant de voir tous les détails utiles pour leur identification.

Figure 15

Méthode de datation absolue par le couple Rubidium Strontium.

Figure 16

Tracé d'une isochrone : à l'instant initial t_i , différents minéraux de la roche en formation (ou différentes roches co-génétiques) ont incorporé des quantités différentes de ^{87}Rb rapportées à ^{86}Sr , sachant que la quantité de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est la même pour tous (les points sont situés sur une horizontale). Au cours du temps, les proportions de ^{87}Sr ont augmenté et fait basculer la droite. On obtient une isochrone dont la pente donne l'âge de la formation de la roche.

Figure 17

Quelques méthodes de datation absolue. On indique les différentes méthodes (colonne 1) nommées par les éléments chimiques utilisés. Dans les autres colonnes, on indique les réactions nucléaires correspondantes, puis les demi-vies (temps au bout duquel la moitié de la quantité initiale a disparu), puis le matériel qui est analysé, puis enfin quelques remarques sur les âges accessibles ou sur les conditions opératoires.

Figure 18

Evaluation de l'âge de la terre, par utilisation de deux couples concernant les deux isotopes principaux de l'uranium.

Figure 19

Les âges des roches de la région lyonnaise tels qu'ils ont été déterminés par les géologues.

Figure 20

Histoire minérale, étape 0 et étape 1 telles qu'elles ont été décrites dans le texte. Les âges donnés sont indicatifs.

Figure 21

Histoire minérale, étape 2 et étape 3

Figure 22

Tectonique des plaques : vision de la disposition des continents à différentes époques depuis le début de l'ère primaire. Les continents dispersés alors se sont rassemblés (en ce qu'on appelle la « pangée » au début de l'ère secondaire) avant de se séparer, comme ils sont aujourd'hui.

Figure 23

Tectonique des plaques : pour les périodes antérieures au primaire, il faut s'efforcer de retrouver des morceaux à l'intérieur des continents actuels et étudier leurs ajustements éventuels en une géométrie des plaques anciennes.

Figure 24

Cycle des roches : suite des événements qui affectent les roches au cours d'une boucle qui les mène de la surface en profondeur puis à nouveau à la surface, portées par la tectonique des plaques.

Figure 25

Cycle des roches : les différentes phases distinguées dans la figure précédente : suivant les situations, certaines étapes peuvent être sautées (une roche métamorphique peut se retrouver à la surface sans avoir été fondue en magma). Il peut aussi y avoir des morceaux de cycles qui se déroulent en profondeur sans apparition à la surface.

Figure 26

La première étape du cycle des roches se passe à la surface de la terre : altération (dégradation chimique), très développée dans les pays tropicaux ; on y observe fréquemment des terres rouges qui résultent de l'oxydation et de l'hydratation des roches sous l'effet combiné de la chaleur et des pluies, dans l'atmosphère plus oxydante que les conditions de formation plus en profondeur. Les roches peuvent être complètement transformées en oxydes de fer.

Figure 27

En restant dans le domaine de l'altération chimique, sous des climats tempérés, dissolution du calcaire, telle qu'on peut l'observer dans les montagnes situées en bordures des Alpes (Chartreuse, Vercors etc.). Les trous et crevasses de diverses tailles forment ce qu'on appelle des lapiaz.

Figure 28

En montagne, l'altération est surtout mécanique : les alternances de gel et de dégel fragmentent les roches (l'eau s'infiltré entre les grains, les déchausse en gelant, car la glace a un volume plus important), les grains sont dissociés les uns des autres de façon mécanique et sont pris dans l'érosion.

Figure 29

Les différents morceaux de roches sont emportés par les rivières jusqu'à la mer. Ils sont polis et arrondis en galets. La proportion de galets riches en quartz, minéral particulièrement résistant, augmente par rapport aux roches originelles.

Figure 30

Argiles visibles en bordure des rivières : elles sont témoins de l'altération chimique des roches du continent (hydratation des micas et des feldspaths des granites par exemple). Elles sont aussi transportées par les eaux, comme les galets, graviers et sables qui voyagent dans des conditions un peu différentes (périodes de crues ou de régime plus énergétique). Au bord des rivières, les dépôts argileux et les dépôts sableux se séparent.

Figure 31

L'érosion produit des débris solides mais aussi des éléments en solution, comme le calcium provenant de l'action de l'eau sur des roches variées. Ce calcium est transporté

par les fleuves et les rivières jusqu'à la mer. L'activité biologique va le fixer à nouveau sous forme de coquilles d'animaux marins, en incorporant le gaz carbonique pris dans l'atmosphère. On voit ici l'exemple des ceintures coralliennes des mers tropicales (marquées par l'écume des vagues qui se brisent sur elles) ; elles limitent un lagon en bordure de la terre où la profondeur de l'eau est moins importante.

Figure 32

Roches sédimentaires calcaires recoupées par l'érosion et formant canyon.

Figure 33

Les roches sédimentaires argileuses peuvent se trouver comprimées et recuites, produisant des schistes (roches métamorphiques), caractérisés par un débit schisteux, c'est-à-dire par un plan préférentiel de fission (foliation) dû à la nature des minéraux en feuillets, et plus généralement à l'orientation des minéraux. On voit sur la photo deux orientations différentes, les strates principales sont recoupées par une direction secondaire verticale indiquée par la main du commentateur.

Figure 34

Schistes (cf. Fig. 33) vus de plus près ; le plan de la roche correspond à un plan de schistosité recoupant un litage plus ancien d'origine sédimentaire.

Figure 35

Granite, ancien magma solidifié lentement en profondeur, permettant aux cristaux de bien se développer, avant d'être remonté à la surface et décapé par l'érosion. Les minéraux principaux d'un granite sont visibles ici : micas (minéraux noirs), feldspaths (blancs), et quartz (gris).

Figure 36

Granite à l'affleurement dans le massif du Mont-Blanc. Soumis à l'action du gel il s'érode en formant ces aiguilles.

Figure 37

Volcan en activité de l'île de Tanna (Vanuatu).

Figure 38

Volcan de la figure précédente, de jour. On observe un nuage de cendres minérales et de gaz au dessus de l'édifice. Les cendres se redéposent tout autour dans la « plaine de cendres ».

Figure 39

Coulées de laves basaltiques en noir, serpentant entre des volcans. Contrairement à ce que l'on pense souvent, il ne suffit pas de s'enfoncer profondément sous terre pour trouver une couche de magma. Les zones où les roches sont en fusion ne correspondent pas à une symétrie sphérique de la terre, ce sont des zones localisées, des poches plus ou moins proches de la surfaces où les roches fondent du fait des mouvements des roches solides engendrés par la convection du manteau (la terre est globalement solide jusqu'à 2900 km).

Figure 40

Orgues basaltiques, prismes réguliers fabriqués par la solidification et le refroidissement des laves (section des prismes centimétrique, longueur pluri-métrique).

Figure 41

Les basaltes (roches volcaniques noires) remontent des enclaves qui viennent du manteau supérieur, se sont des nodules de péridotites (en vert). Le volcanisme nous permet d'accéder à des roches en général non visibles, quelques dizaines de kilomètres de profondeur (taille des enclaves centimétrique).

Figure 42

La présente figure et la suivante donnent quelques grandes étapes de l'évolution de la vie végétale.

Figure 43

Quelques étapes de l'évolution végétale (suite).

Figure 44

La présente figure et la suivante donnent quelques grandes étapes de l'évolution de la vie animale.

Figure 45

Quelques étapes de l'évolution animale (suite).

Figure 46

Stromatolithes : concrétions calcaires formées par des algues, premières indications de l'activité biologique et apparues il y a 3 milliards et demi d'années. La taille des bandes noires et des bandes blanches est de quelques millimètres.

Figure 47

Des fougères carbonifères telles qu'on les retrouve aujourd'hui fossilisées dans le charbon.

Figure 48

Les conifères sont parmi les premiers végétaux, apparus au début de l'ère primaire.

Figure 49

Plantes à fleurs apparues au Crétacé. Tirée d'un herbier de naturaliste.

Figure 50

Plantes à fleurs ; leur variété fait la joie de nos promenades.

Figure 51

Les poissons représentent une forme de vie qui a beaucoup évolué dans la mer, avant de sortir de l'eau (batraciens) au début de l'ère primaire.

Figure 52

Quelques insectes. Ils ont précédé les reptiles et batraciens dans la colonisation de la terre ferme.

Figure 53

Figuration des principaux vertébrés et leur évolution au cours des temps géologiques.

Figure 54

Avec les grands singes (ici un orang-outang dans un zoo), on se rapproche de l'homme, dans une évolution qui se fait tout au long de l'ère tertiaire.

Figure 55

Couplage entre évolution minérale et évolution biologique, la planète Shadock

Figure 56

Les grandes étapes de l'histoire de la terre repérées sur la tour Eiffel.

Figure 57

Le temps géologique modélisé ; deux moteurs.

Figure 58

La convection dans le manteau : deux modèles sont proposés, à une couche ou à deux couches ; les profils de viscosité en fonction de la profondeur en dépendent (figure à revoir en fonction de nouveaux modèles).

Figure 59

Allure du géotherme, c'est-à-dire l'évolution de la température en fonction de l'enfoncement à l'intérieur de la terre.

Figure 60

Les principaux phénomènes physiques qui interviennent dans les processus géologiques.

Figure 61

Les phénomènes physiques : lois, ordres de grandeur des paramètres et des temps.

Figure 62

Estimation du temps nécessaire pour faire disparaître les Monts d'Or.

Figure 63

Alternances marno-calcaires (cette figure et les deux suivantes). Roches sédimentaires constituées d'alternances de bancs calcaires et d'interlits marneux (une marne est un mélange de calcaire et d'argiles). La taille des différents bancs est décimétrique. Il a pu y avoir une oscillation des conditions de dépôt, liée à des cycles astronomiques. Il peut se superposer des phénomènes mécaniques et chimiques conduisant à une différenciation entre les différents bancs (associée à des longueurs et des temps « propres ») à partir d'un mélange plus ou moins homogène.

Figure 64

Alternances marno-calcaires (voir figure 63).

Figure 65

Alternances marno-calcaires (voir figure 63), vues de plus près.

Figure 66

Schistes métamorphiques, résultant du recuit et de la compression de roches argileuses. Le litage de ces roches, c'est-à-dire l'organisation en lits de compositions différentes, peut être acquis au cours des transformations métamorphiques et ne pas être hérité de l'alternance de dépôts de natures différentes ; il révèle un temps propre de la roche. Sur la photo, la distance entre deux lits sombres est de quelques centimètres.

Figure 67

Dans cette figure et la suivante, des roches demandant pour être comprises des modélisations spécifiques : les skarns résultent de la transformation (dissolution / recristallisation) de calcaires et roches du même type par des eaux riches en silicium, fer et autres éléments. Il y a couplage entre transport en milieu poreux et réactions chimiques. Le calcaire est la roche blanche qui se transforme en la roche noire. Le front de transformation est particulièrement net. Le marteau donne l'échelle. Du point de vue des équations, on peut comparer ce front à la propagation d'une onde de choc en dynamique des gaz, à d'autres échelles de temps et d'espace.

Figure 68

Roche du même type que sur la figure précédente. On distingue ici deux fronts successifs de transformation. On a la séquence : roche blanche (calcaire) – roche noire (première zone de skarn) – roche verte (seconde zone de skarn), au centre de la grande langue de roche transformée.

Figure 69

Skarn montrant des oscillations entre des bandes noires constituée de magnétite (oxyde de fer Fe_3O_4) et de quartz (SiO_2), et de bandes claires constituées de grenat (un silicate de composition $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Les bandes sont de taille infracentimétrique. Les phénomènes à l'œuvre dans la formation de cette roche (transport des éléments chimiques, cinétique chimique) ont fait apparaître un temps et une échelle d'espace propres à cette roche, et non imposés de l'extérieur.

Figure 70

Eléments de discussion sur la durée des temps géologiques et les facteurs d'évolution de la terre.

Figure 71

Différents temps de la terre, rythmés par des phénomènes cycliques (temps « cyclique ») et des phénomènes non cycliques : ils ne reviennent pas en arrière, ils vont dans un seul sens ; on parle aussi de phénomènes irréversibles (temps « sagittal », cf. la flèche du temps). Pour chacune de ces catégories, on donne des exemples et les durées associées (en années) : pour les phénomènes irréversibles une demi-vie, c'est-à-dire un temps correspondant à la moitié de ce qui compte, et pour les phénomènes cycliques, la période, c'est-à-dire le temps du retour à l'état initial.

Figure 72

Repères historiques sur la découverte du temps géologique : Antiquité, Moyen-âge, Renaissance

Figure 73

Repères historiques sur la découverte du temps géologique (II) : XVII^e, XVIII^e et XIX^e siècles

Figure 74

Repères historiques sur la découverte du temps géologique (III) : le XIX^e siècle, la controverse avec Lord Kelvin.

Figure 75

Echelles corrélées et emboîtées d'espace et de temps : en envisageant des morceaux d'espace de moins en moins vastes, on obtient des effets de poupées russes : les grandes durées pour les grands paysages, puis les durées un peu moins longues apparaissent et ainsi de suite. Le kilomètre et les centaines de millions d'années, la centaine de mètres et les millions d'années, le décimètre et les milliers d'années et au-dessous... (c'est un exemple ; les proportions peuvent changer suivant le type de roches et de situations).

Figure 76

Le géologue fait surgir le temps caché, emprisonné, dans la terre.

Figure 77

Notre regard « habituel » sur les montagnes : elles sont immobiles, on fixe sur elles les bornes qui nous servent à repérer l'espace. Par opposition, nous observons comme mobiles le soleil, les vagues de la mer : ils peuvent nous servir à repérer le temps.

Figure 78

« Déferlante hercynienne » : un regard de géologue sur les montagnes : elles sont mobiles comme les vagues de la mer, l'espace devient mobilité (on parle d'orogénèse hercynienne pour la période de formation de montagnes de la fin de l'ère primaire)..