

SGN Br MON F. 1

RELATIONS GÉOLOGIQUES

DES

RÉGIONS STABLES ET INSTABLES

DU

NORD-OUEST DE L'EUROPE

PAR

le Comte F. de MONTESSUS de BALLORE



BRUXELLES

POLLEUNIS & CEUTERICK, IMPRIMEURS

37, RUE DES URSULINES, 37

1903

RELATIONS GÉOLOGIQUES

DES

RÉGIONS STABLES ET INSTABLES

DU

NORD-OUEST DE L'EUROPE

PAR

le Comte F. de MONTESSUS de BALLORE

— 9 —

BRUXELLES

POLLEUNIS & CEUTERICK, IMPRIMEURS

37, RUE DES URSULINES, 37

—
1903

RELATIONS GÉOLOGIQUES

DES

RÉGIONS STABLES ET INSTABLES

RÉGIONS STABLES ET INSTABLES

NORD-OUEST DE L'EUROPE

Extrait des ANNALES DE LA SOCIÉTÉ SCIENTIFIQUE DE BRUXELLES
(t. XXVII, 2^e partie)

—————

LE COMTE F. DE MONTESQUIU DE BELLONE



BRUXELLES

POLLAKERS & GENTHEM, IMPRIMEURS

27, RUE DES MATHURINS, 27

(1902)

— 3 —

RELATIONS GÉOLOGQUES
DES
RÉGIONS STABLES ET INSTABLES

DU
NORD-OUEST DE L'EUROPE

PREMIÈRE PARTIE

ILES BRITANNIQUES ET BRETAGNE

AVANT-PROPOS

Si l'on compare une carte géologique de l'Europe du N.-W. avec une carte géographique des mêmes territoires, on s'aperçoit bien vite que de petits massifs montagneux très morcelés de terrains primaires ou archéens sont séparés les uns des autres par des mers peu profondes ou par des pays plats ou relativement peu élevés, couverts de terrains plus récents, mésozoïques, tertiaires et quaternaires, dont il est facile de faire abstraction pour considérer les massifs précités comme les derniers fragments d'une vieille Europe nord-occidentale primaire, qu'auraient découpée des actions dynamiques extrêmement puissantes et prolongées pendant les époques géologiques ultérieures. Ces fragments sont

disséminés de la Galice aux Sudètes, de la Scandinavie à l'Irlande. Et ce n'est pas là une simple vue de l'esprit : toutes les découvertes géologiques modernes montrent que ces restes présentent un caractère commun, celui d'avoir été plissés à deux époques très reculées, les uns, ceux du nord (Monts scandinaves, Highlands d'Écosse, pays de Galles, Irlande) antérieurement au vieux grès rouge dévonien, les autres, ceux du sud (Bretagne et Vendée, massif central de la France, Galice, Ardenne, Erz-Gebirge et Bohême) à la fin de l'époque carboniférienne et même jusque pendant le trias. Dans les dépressions qui séparent les plissements en question, calédoniens d'une part, armoricains, hercyniens ou varisциques, comme on les appelle, d'autre part, ils se retrouvent cachés sous le substratum sédimentaire plus récent. Il y a plus, les actions de plissement, dont il s'agit, ne se sont pas éteintes avec l'époque de leur plus grande énergie, et en particulier pour ceux de la chaîne armoricaine, elles se sont continuées bien au delà à travers les âges géologiques, de façon à affecter suivant leur direction propre les sédiments postérieurs.

Il y a ainsi continuité géologique, sinon géographique entre les fragments de la vieille Europe paléozoïque du N.-W. qui, elle, n'est plus une entité hypothétique, mais revit sous forme de deux chaînes primaires inégalement anciennes, calédonienne et armoricaine, quoique bien déchues de leur antique altitude, probablement comparable à celle des Alpes, que la dénudation et l'érosion longtemps prolongée, ainsi que d'autres vicissitudes sans nombre ont réduites aux faibles proportions que nous leur voyons.

Il est donc parfaitement rationnel d'étudier ensemble tous ces fragments épars au point de vue de la recherche des relations qu'il peut y avoir entre l'histoire géologique de ces territoires et leur stabilité ou leur instabilité sismiques. Pour des raisons qu'il est inutile de développer ici, on se restreindra toutefois au triangle formé par la Bohême, la Bretagne et l'Écosse en en excluant au nord la Scandinavie, et au sud la Galice et le plateau central français, et en se bornant dans cette première partie aux Iles Britanniques et à la Bretagne.

Un abaissement de niveau de seulement 200 mètres de l'Océan ferait émerger sur un socle commun les Iles Britanniques et la Bretagne en avant de la Norvège et de l'Europe centrale. En effet,

la courbe bathymétrique de cette cote contourne à peu de distance le sud de la presqu'île scandinave, passe à égale distance des Shetlands et du Bremangerland, puis, prenant une direction S.E.-N.W., passe entre ces îles et les Feroer, longe les Hébrides et l'Irlande à quelques 50 kilomètres au large, et enfin se retourne à angle droit pour ficher vers l'embouchure de la Bidassoa, au fond du golfe de Gascogne. Les isobathes suivantes restent très rapprochées depuis le nord-ouest de l'Irlande jusqu'à ce dernier point. Le socle sous-marin ainsi défini est limité à l'ouest par une étroite dépression passant entre les bancs de Rockhall et le Vidal, fosse qui se continue vers le nord-est en diminuant de profondeur pour passer entre les Feroer et les Shetlands.

Les Îles Britanniques et la France ainsi supportées sur une même plate-forme sous-marine, à talus occidental roide, forment donc un ensemble géographique bien défini, et comme d'ailleurs le nord-ouest de la France, du Cotentin à la Vendée, présente exactement les mêmes caractères géologiques que le sud de l'Angleterre et de l'Irlande, il s'ensuit que le massif armoricain français forme avec l'Angleterre un tout géologiquement et géographiquement indivisible, et l'on voit bien maintenant pourquoi la Scandinavie et la Galice ont été exclues de ce travail.

C'est ce vaste territoire qu'il s'agit d'étudier ici en cherchant à faire ressortir les relations qui peuvent exister entre les phénomènes sismiques d'une part et les principaux accidents géologiques et géomorphogéniques d'autre part. On est ainsi conduit à étudier comparativement et simultanément les centres d'instabilité et l'histoire géologique de ces contrées.

La description sismique toute nue et purement schématique en a déjà été faite : pour les Îles Britanniques (QUART. J. GEOGR. SOC. OF LONDON, November 1896) et pour la France (ANN. DES MINES DE PARIS, septembre 1892). Depuis lors, les documents sismiques recueillis se sont beaucoup augmentés, surtout en ce qui concerne l'Angleterre à la suite des travaux de Ch. Davison. Les centres d'instabilité alors décrits sont mieux définis, quelques nouveaux ont apparu, mais, en fait, les cartes sismiques de cette époque n'ont pas changé de physionomie générale. Il faudra cependant reprendre *ab ovo* la description sismique de ces territoires, de façon à mettre en évidence les relations géologiques cherchées.

Toutefois on n'a pas la prétention dans ce travail de donner géologiquement raison de l'existence et de l'activité plus ou moins grande de chaque épiceutre. D'abord un grand nombre d'entre eux ont été déterminés au moyen de documents insuffisants quant à l'extension réelle de chaque séisme, car le plus souvent les périmètres ébranlés sont incomplètement connus. La détermination des isoséistes étant fort grossière, celle du centre ne l'est guère moins. Ensuite la mise en lumière de toutes les relations géologiques possibles supposerait de la géologie de ces pays une connaissance que je n'ai point. C'est affaire aux sismologues nationaux à le tenter dans chaque cas particulier, voie dans laquelle s'est si brillamment lancé Davison pour l'Angleterre. On s'en tiendra ici aux traits généraux et aux groupes d'épicentres.

Fallait-il conserver les anciennes subdivisions sismiques volontairement déterminées par des conditions purement géographiques, de manière à ne rien préjuger quant à la répartition géologique de la stabilité ou de l'instabilité sismiques, ou bien les refaire à nouveau en se basant maintenant sur la constitution géologique. Les premières subdivisions ainsi dégagées de toute idée préconçue, et intentionnellement indépendantes de tout phénomène géologique, ont été à peu près conservées. De cette façon, les relations géologiques à découvrir et à exposer en auront plus de force et seront plus démonstratives. On se contentera dans cet ordre d'idées de diviser cette première partie du travail en trois chapitres correspondant aux trois traits géologiques les plus importants : les anciennes chaînes Calédonienne et Armoricaïne (Hercynienne ou Variscique) et les plaines sédimentaires plus récentes de l'Angleterre orientale. Au point de vue purement géologique en effet, les Iles britanniques sont constituées à l'ouest et au nord par les roches archéennes ou paléozoïques, que les couches mésozoïques recouvrent en discordance dans la direction du sud-est, tandis que les formations tertiaires ou plus récentes encore n'occupent guère que les bassins de Londres et du Hampshire.

Les régions étudiées ici sont parmi les mieux connues à la surface du globe au point de vue géologique. Quant aux tremblements de terre, s'il n'y existe pas encore de réseau d'observations macro-sismiques, comme en certains pays, tels que le Japon,

l'Italie et autres, du moins les informations scientifiques de toute espèce y sont assez développées au sein d'une civilisation hautement épanouie, pour qu'on puisse admettre qu'une telle organisation ne ferait que modifier seulement les détails de la description sismique actuelle dans ses traits de moindre importance.

Il n'a pas été établi d'index bibliographique. Le nombre des documents consultés est tellement considérable que ce mémoire en eût été trop alourdi. Qu'il suffise de citer Davison, Fuchs, Mallet, O'Reilly et Perrey pour les tremblements de terre, Barrois, Geykie, de Lapparent et Suess pour la géologie et la géomorphogénie.

Pour la clarté de l'exposition, il est nécessaire de donner tout d'abord une très rapide esquisse de l'histoire géologique de ces pays. Les détails utiles en seront ensuite précisés dans chaque subdivision, de façon à faire ressortir les relations géologiques recherchées. Cette description préliminaire servira aussi de cadre.

La chaîne Calédonienne

Les Iles Britanniques sont montueuses et morcelées à l'ouest, du côté atlantique, mais à l'est elles tombent en pente douce sur la mer du Nord. Les terrains les plus anciens dominant, de ce côté-là ; les plus récents, carbonifériens, permien et postérieurs jusqu'au quaternaire de ce côté-ci. L'ouest est plus instable que l'est, ce qui confirme d'une façon générale une loi énoncée par moi dès 1895, et d'après laquelle le versant abrupt d'une chaîne est d'ordinaire plus instable que le versant doucement incliné, ce qui se conçoit facilement au point de vue géologique parce que le premier est communément plus disloqué que le second.

Les Shetlands, les Orcades, l'Écosse, les Hébrides et l'Irlande constituent les débris du bord oriental d'un massif continental très ancien, archéen et précambrien, au travers duquel l'Océan atlantique s'est à une époque relativement récente ouvert une voie, et contre lesquels les mers géologiques de l'est ont successivement appuyé leurs sédiments, qui se recouvrent les uns les autres sous forme de bandes de plus en plus orientales. Cet ensemble montueux et déchiqueté constitue les débris de la chaîne

Calédonienne déjà plissée et partiellement arasée avant l'époque cambrienne et qui se prolonge jusqu'en Norvège. Elle est coupée d'écharpe du nord-est au sud-ouest par deux dépressions : les Lowlands d'Écosse et la grande plaine irlandaise par où la mer carboniférienne l'a envahie. Cette chaîne prédévonienne a encore été morcelée par l'irruption de l'Atlantique au Minch et au canal d'Irlande, à l'époque pléistocène probablement, tandis que ses derniers fragments ont toujours à lutter contre l'assaut des vagues de l'ouest. Soumise à plusieurs surrections successives qui, au moins temporairement, compensaient les pertes dues à l'érosion et à la dénudation, injectée de matières volcaniques à plusieurs reprises, hérissée de volcans tous éteints maintenant et pour la plupart méconnaissables sauf pour le géologue, elle a enfin atteint son état actuel sous l'action des glaciers qui l'ont presque complètement couverte et rabotée.

L'extrême complexité des phénomènes géologiques dont la chaîne Calédonienne a été le théâtre pendant de longues périodes jusqu'à l'aurore des temps actuels, ainsi que la grandeur des révolutions qu'elle a subies, font prévoir une certaine instabilité. Et c'est bien en effet ce qui se passe.

La chaîne Armoricaïne

Le S.-W. de l'Irlande, le sud du pays de Galles et la Cornouailles en Angleterre, la Bretagne, le Cotentin et la Vendée en France sont aussi les ruines d'une autre chaîne, un peu plus récente que la précédente, du vieux continent atlantique. Datant de la fin du carboniférien, elle a subi des vicissitudes toutes semblables, sinon contemporaines. Tout aussi démantelée par l'Océan, elle n'a cependant pas subi le travail des glaciers, et les actions volcaniques y ont montré beaucoup moins de généralité et d'intensité. Mais si dans la chaîne du nord les phénomènes de dislocation et de rupture ont, comme on le verra plus loin, le plus d'influence et d'importance comme causes de séismes, dans celle du sud ce sont aussi les actions de plissement qui interviennent largement dans la genèse des tremblements de terre. En d'autres termes les plissements calédoniens sont morts, tandis que les

armoricains semblent avoir conservé un reste de vitalité sous forme de séismes.

Pour les deux chaînes, la mer d'Irlande et la Manche ne sont que des accidents superficiels et récents, n'ayant entraîné avec eux qu'une insignifiante instabilité sismique, sans rompre la continuité des parties séparées.

La chaîne armoricaine porte aussi les noms d'hercynienne et de variscique. Il est tout naturel ici de ne lui conserver que le premier de ces noms.

Les plaines orientales Anglaises

Enfin les plaines orientales de l'Angleterre sont formées par une série de sédiments qui se sont déposés, comme on l'a dit, sur le rivage oriental du vieux continent atlantique, dont l'ossature était formée par les chaînes Calédonienne et Armoricaine. Les vicissitudes géologiques y ont été beaucoup moindres, aussi la stabilité y est-elle beaucoup plus grande. Les tremblements de terre n'y prennent une certaine importance qu'autour du bombement Wéaldien, le principal accident géologique qu'on y rencontre.

C'est dans ce triple cadre que l'on va successivement passer en revue diverses régions sismiques, en commençant par le nord.

CHAPITRE PREMIER

La chaîne Calédonienne

1° *Les îles Shetlands*

Dans les Shetlands la direction N.-S. prédomine. Ce sont des arêtes de schistes anciens fortement comprimées, dont les falaises coupées abruptement tombent par des cassures verticales et résultent de la dislocation de la chaîne Calédonienne et de l'effondrement pléistocène de l'Atlantique du N.-W. Elles sont donc un reste du rivage oriental de l'ancien continent. Occupant depuis si longtemps une telle position, il n'est pas étonnant qu'elles soient stables. Il est vrai que d'éminents géologues, comme Judd et Geykie ne doutent pas qu'à l'époque pléistocène, comme on le verra plus en détail plus loin, la mer du Nord exondée prolongeait la vallée inférieure du Rhin jusqu'aux parages des Shetlands et des Feroer. L'immersion relativement récente de cette terre n'a donc laissé, pour une raison ou pour une autre, aucune trace d'instabilité dans ces îles.

En fait on n'y connaît que quelques rares séismes propres, en défalquant ceux qui leur viennent de Norvège. Unst, où précisément quelques secousses propres ont été signalées, est située sur une ligne de fracture, mais comme les autres fractures de l'archipel sont stables, il serait téméraire d'attribuer ces secousses à la dite fracture. Cette suggestion a besoin d'être confirmée.

Des coulées porphyritiques, alternant avec des dépôts contemporains du vieux grès rouge dévonien inférieur, attestent bien qu'à cette époque reculée cette portion de la chaîne Calédonienne a été le théâtre d'actions dynamiques intenses. Mais tout est rentré dans l'ordre depuis longtemps, et c'est une remarque que l'on aura bien souvent à faire, à savoir le manque de pérennité des phénomènes éruptifs. Quant aux éruptions sous-marines signalées en 1768 et en 1784, près de Fetlar, il va sans dire qu'elles sont absolument fausses. La mort de nombreux poissons et le bouillon-

nement de la mer observés, paraît-il, en ces deux occasions, doivent être uniquement attribués à des dégagements gazeux, ou peut-être à des phénomènes thermaux temporaires provoqués dans les vases du fond par quelque tremblement de terre sous-marin.

1. Leerwick. — 2. Unst, 4 (*).

2° *Les Hébrides*

Quoique l'assimilation absolue des Hébrides avec les Loffoten n'ait pas été complètement confirmée par les plus récentes études, il n'en reste pas moins vrai que les premières sont des fragments de la chaîne Calédonienne, représentée dans ces îles par le grès Lewisien ou fondamental. Elles sont séparées de l'Écosse par le fossé du Minch, dont la grande profondeur dans le Little Minch atteste l'effondrement d'une bande N.N.E.-S.S.W. de la chaîne. Cette ligne de dislocation est très ancienne, puisqu'elle a permis l'entrée de ce détroit à la mer cambrienne qui est ainsi venue déposer le grès de Torridon sur le rivage opposé des Highlands.

Je ne connais aucun séisme propre aux Hébrides. La fracture du Minch a donc acquis une parfaite stabilité, et son ancienneté rend bien raison du fait.

On peut toutefois se demander pourquoi deux fractures, comme le Minch et le Grand Glen, probablement aussi anciennes l'une que l'autre, presque parallèles, par conséquent dues vraisemblablement aux mêmes efforts, sont actuellement la première stable, la seconde instable, comme on le verra plus loin. Il est assez difficile de répondre avec précision à cette question. Pour le moment il faut se contenter de constater ce contraste, en suggérant, faute de mieux, que les éruptions tertiaires du Minch méridional ont ramené l'équilibre, détruit, et non encore assis au grand Glen par les soulèvements ultérieurs de l'Écosse. Ce ne serait d'ailleurs pas un cas unique de stabilité acquise après des éruptions, même assez récentes, comme celles dont il s'agit ici : on peut presque dire que c'est là un fait d'ordre très général.

(*) Dans les listes qui suivent chaque subdivision sismique, le premier nombre est un numéro de référence avec la carte, tandis que le second est le nombre de séismes observés dans la localité correspondante, ou plutôt y ayant eu leur épicerne, quand il est supérieur à un.

La stabilité des Hébrides exclut aussi toute idée de survivance des actions qui ont plissé et arasé le grès Lewisien avant le dépôt du grès de Torridon, c'est-à-dire à une époque au moins précambrienne. C'est d'ailleurs là un fait général pour ces anciens plissements, dont la très grande ancienneté explique la stabilité sismique définitivement acquise.

L'antiquité de la fracture du Minch ne l'a pas empêchée d'accompagner à une époque beaucoup plus récente des éruptions basaltiques d'une très grande importance, qui se sont étendues jusqu'au Comté d'Antrim en Irlande. Elles paraissent être sorties de nombreuses bouches et s'être à plusieurs reprises, surtout pendant des périodes de repos volcanique, superposées à des argiles à lignites sur l'âge desquelles on n'est point d'accord, Forbes les considérant comme miocènes, et Gardner les faisant remonter jusqu'à l'éocène. Mais il n'en reste pas moins que le Minch a rejoué à l'époque tertiaire sous forme d'éruptions volcaniques grandioses, qui n'ont laissé derrière elles aucune trace d'instabilité sismique, comme forme ultime des actions dynamiques intenses qui les ont produites, puisque les Hébrides sont absolument indemnes de secousses. Ces épanchements tertiaires se retrouvent à Sint-Kilda, îlot isolé au large et dans l'ouest des Hébrides, aux Féroer et jusqu'en Islande. On a donc là un exemple comparable à ceux du Dekkan, et du N.-W. de l'Amérique du Nord, toutes régions où la stabilité sismique contraste avec l'énormité des phénomènes éruptifs de l'époque tertiaire.

Enfin les actions qui ont démantelé à l'époque pléistocène ou tout au plus pliocène cette énorme couverture de laves de l'Atlantique du N.-W., ont complètement disparu. Il semblerait même qu'elles aient dû être assez superficielles, si l'on tient compte de la presque horizontalité du socle sous-marin qui s'étend à l'ouest et au N.-W. des Iles Britanniques, et cela expliquerait bien la stabilité de ces territoires.

3° *Rivage oriental du Minch ou versant occidental des Highlands*

Cette région a pour limite orientale la ligne de partage des eaux du Minch. Elle part du cap Whiton Head sur la côte septentrionale du Sutherland, pour aboutir à l'angle S.-W., de l'île vol-

canique de Mull. Dans le nord cette ligne coïncide à peu près avec la grande dislocation d'Erriboll-Ullapool, qui s'étend sur 145 kilomètres de long jusqu'à l'île Tiree, et qui, antérieure au grès rouge, limite les gneiss des Highlands. Cette ligne de fracture est parallèle au Minch et au grand Glen. Accompagnée de nombreux et énormes chevauchements, elle limite à l'est un grand territoire gneissique disloqué par d'innombrables fractures S. E.-N. W., entre Fromaven et Coulmore. Ces fractures secondaires sont aussi anciennes que la principale, et toutes sont parfaitement consolidées, puisque la région est en somme assez stable.

Les quelques rares séismes qui ébranlent ce territoire doivent donc être mis en relation avec d'autres accidents géologiques. Il faut s'adresser aux fractures qui ont découpé la côte en fjords profonds, se prolongeant par des vallées abruptes jusqu'à la ligne de faite. Or ces lignes sont antérieures au vieux grès rouge qui a pu se déposer sur leurs fonds. Leur ancienneté s'oppose à ce qu'on les rende responsables des secousses en question. Heureusement ces fjords seraient encore le siège de bradisismes, qui suffiraient à l'explication cherchée, par les mouvements modernes qu'ils semblent déceler. C'est ainsi que le village de Kinloch-Ewe (en gaélique : le bout du monde) aurait été, il y a peu, l'extrémité même du fjord, tandis qu'actuellement ce village occupe l'extrémité orientale du Loch Mare, lac allongé séparé de la mer par un seuil de plusieurs kilomètres de long. L'homme aurait donc été témoin de ces mouvements qui, ici, coïncideraient avec quelques secousses sismiques.

Un autre accident géologique de très grande importance se montre dans le sud, c'est la ligne des îles volcaniques de Skye, Rum, Mull et de la presqu'île d'Ardnamurchan. L'activité y a dépassé l'époque miocène, mais absolument éteinte maintenant, la fracture volcanique ne donne plus signe de vie que par de très rares séismes qu'on peut lui attribuer faute d'autre cause apparente.

1. Cuillion Hill. — 2. Kinlochmoidart. — 3. Kintail. — 4. Loch Alsh. —
5. Loch Broom, 3. — Loch Hourn Head, 2. — 7. Ile Martin. — 8. Ile Mull. —
9. Strontian. — 10. Tinafuline. — 11. Iles Tresnish.

4^o Canal Calédonien, ou Grand Glen, ou Loch Ness

Avec cette région on entre dans le véritable massif des Highlands. Elle est limitée à l'est par l'arête des Glashurn, des Monaghlea et des Koryaraick, et au sud par une arête transversale passant au sud du Ben Nevis. Le trait principal en est la Grand Glen, Canal Calédonien ou Loch Ness, très profonde cassure déjà dessinée à l'époque dévonienne. La très grande ancienneté de cette fracture n'en a cependant pas encore permis la complète consolidation, puisque de Fort William à Inverness se trouve une des régions les plus instables des Iles Britanniques, après celle de Comrie toutefois. La forme des isoséistes, allongées de part et d'autre du Glen et dans le même sens, montre bien que c'est cet accident géologique qui joue encore sous forme de séismes, surtout autour d'Inverness, mais en conséquence d'efforts tectoniques qui ne sont pas la continuation directe de ceux qui lui ont primitivement donné naissance.

Le Grand Glen a une influence sismogénique si marquée pour l'Invernesshire qu'un aperçu de son histoire géologique s'impose ici. Il n'y a pas de doute que ce ne soit une grande et ancienne fracture, avec affaissement de sa lèvre S.-E. par rapport à celle du N.-W. Mais d'autre part sa profondeur est considérable, 260 mètres en certains points du Loch Ness, lac dont la surface n'est qu'à 17 mètres au-dessus du niveau de la mer. Or le lever de ses parois, exécuté vers 1890 par Th. Scott pour le bureau des pêcheries, a fait reconnaître que ses parois présentent tous les caractères d'un cañon ou d'une étroite vallée submergée. Son thalweg a donc dû être parcouru par un fleuve assez puissant pour élargir et approfondir la fracture et ayant son écoulement naturel vers une mer assez éloignée. L'Écosse était par conséquent une masse continentale qui s'est affaissée et morcelée en même temps que la mer du Nord s'effondrait, c'est-à-dire à l'époque pléistocène, en submergeant le prolongement de la vallée du Rhin, dont on a déjà parlé et qui auparavant collectait les eaux du versant oriental de l'Angleterre et des fjords norvégiens. Cette conclusion résulte de nombreuses considérations et en particulier de l'identification faite par Geykie des graviers à *Elephas primigenius* de l'Angleterre orientale et de ceux de la basse vallée actuelle du Rhin,

Et à cette même époque, le Grand Glen non effondré à 243 mètres au-dessous du niveau de la mer envoyait ses eaux dans le Rhin pléistocène qui se jetait en quelque point au N.-W. des Feroer. Naturellement l'amplitude du mouvement vertical du fond a été bien supérieure à 243 mètres.

Rien donc d'étonnant qu'après de telles vicissitudes l'équilibre du Grand Glen n'ait pu encore que se mal rétablir depuis cette époque relativement très récente, d'où les nombreuses secousses de tremblement de terre qui se produisent dans sa partie septentrionale de Fort William à Inverness, avec tendance marquée à prendre d'autant plus de fréquence et d'intensité qu'on se rapproche de cette ville. Cela est tellement vrai que la cassure tout aussi ancienne du Minch est restée stable, parce que précisément cette dernière ne semble pas avoir participé à l'affaissement pléistocène. Il y a plus, les séismes de l'Invernesshire ont le plus souvent leurs épacentres à l'est du Grand Glen, c'est-à-dire du côté de l'effondrement de la mer du Nord. A coup sûr cette disposition des épacentres n'est pas fortuite.

Davison ne regarde pas la fracture du Grand Glen comme la cause directe de ces secousses, ce en quoi il a parfaitement raison. Mais je ne saurais suivre plus loin ce sismologue éminent, quand, se référant au fait indiqué plus haut que les épacentres dominent à l'est, il en conclut que le district instable de l'Invernesshire est placé sur un grand voussoir compris entre le Grand Glen et une fracture embranchée sur lui, passant à l'est, et dont ces épacentres latéraux marqueraient justement la position, en en démontrant en même temps et à eux seuls l'existence, car une telle faille latérale n'a pas encore été relevée sur le terrain. Les chocs seraient produits par des affaissements ou des tassements du voussoir; le plus grand glissement se produirait le long de la faille-embranchement (branch-fault), causant ainsi une augmentation immédiate de l'effort le long de la fracture principale (Grand Glen), qui serait graduellement relevée par une succession de petits glissements.

A ces suggestions, très intéressantes d'ailleurs, on peut tout d'abord objecter qu'il est certainement fort imprudent d'alléguer une faille profonde encore inconnue et que, si de grands tremblements de terre ont causé des failles, ou mieux ont coïncidé avec leur formation, ce n'est pas à dire que toute petite secousse au

voisinage en puisse augmenter le rejet, si peu que ce soit. Il est, je crois, plus scientifique de ne pas chercher à tant préciser, et à se contenter de dire pour le moment que les secousses de l'Invernesshire sont vraisemblablement la continuation des efforts pléistocènes qui ont abaissé le fond du Grand Glen à la profondeur où nous le voyons maintenant.

S'il en est réellement ainsi, les séismes de Fort William seront attribués aux mêmes efforts et non aux phénomènes récents d'exhaussement décelés aux environs par des terrasses à coquilles, que Guyn-Geffreys considère comme très proches parentes de celles des mers voisines. On sait d'ailleurs que rarement les bradisismes modernes coïncident avec des régions instables.

D'autres cassures transversales rencontrent le Grand Glen, principalement à l'ouest, et deux au moins, le Glen Garry et celle qui se trouve au sud du Kraigora, montrent encore une certaine instabilité sismique.

Par contre le Sutherland, le Caithness et les Orcades sont parfaitement stables. Ces deux comtés sont relativement bas et recouverts de vieux grès rouge dévonien, de nouveau grès rouge triasique et même de dépôts jurassiques. C'est donc qu'il s'agit là d'un versant de la chaîne Calédonienne qui, depuis l'ère dévonienne, a formé la côte stable d'une mer ouverte à l'est. Et ce petit district participe à la stabilité du versant oriental de l'Angleterre, dont il rappelle en quelque sorte les caractères sédimentaires.

Les fjords des Orcades sont, comme ceux du versant oriental du Minch, tournés vers l'ouest mais, contrairement à ce qui semble se passer pour ceux-ci, n'accusent plus aucune instabilité sismique, même faible. Les dislocations, grâce auxquelles se sont produites les éruptions porphyriques du vieux grès rouge supérieur dans ces îles, sont aussi parfaitement consolidées.

En résumé, l'instabilité sismique, d'ailleurs importante dans cette région, y est strictement localisée au Grand Glen, et à deux autres fractures secondaires, Glen Garry et Kraigora.

1. Achreach. — 2. Aldourie. 3. — 3. Ardochy, 13. — 4. Balnafettack, 3. — 5. Ben Nevis. — 6. Bunchrew, 5. — 7. Clanachharry. — 8. Clunes. — 9. Dalacroisie, 4. — 10 Daviot. — 11. Dochgarroch, 27. — 12. Dochgarroch Locks. — 13. Drumalan, 2. — 14. Drummadrochit, 4. — 15. Feddan. — 16 Findhorn. — 17. Glen Garry, 7. — 18. Glen Mazeran. — 19. Glen Nevis. — 20. Glen Quoich, 4.

— 21. Glen Urquhart. — 22. Les Highlands. — 23. Holm, 14. — 24. Invergany, 18. — 25. Inverness, 30. — 26. Inverness district Asylum. — 27. Kilmorach. — 28. Kraigora, 4. — 29. Loch Aber. — 30. Loch Ness, 3. — 31. Loch Ness (Extrémité nord du —). — 32. Strathglass. — 33. Sutherland County. — 34. Teanassie. — 35. Torbreck, 4. — 36. Fort William, 4.

5° Versant nord des Grampians

Cette région forme l'angle N.-E. de l'Écosse et est limitée à la troncature Duncan Ness-Kinnairds Head. Le rivage nord est parallèle à l'arête des Grampians du Dalwhinnie à Stonehaven, et le rivage oriental l'est au Grand Glen. Tout le territoire appartient à l'ancien massif calédonien, sauf une petite surface de vieux grès rouge à l'ouest et près du cap Kinnairds Head, et qui appartient au même golfe dévonien qui a auréolé de ses dépôts la côte du golfe d'Inverness. Aussi pour la même raison que pour le Caithness, cette région est parfaitement stable. Quelques rares séismes peuvent être attribués aux cassures où coulent la Spey et l'Ythan. Les terrasses que l'on remarque dans ces vallées témoignent qu'elles ont participé à un mouvement récent d'exhaussement, aussi bien éteint d'ailleurs que celui d'immersion de la mer du Nord.

1. Aberdeenshire. — 2. Abernez. — 3. Crathes. — 4. Dalwhinnie, 2. — 5. Tureff, 2.

6° Grampians du nord, ou Perthshire

Cette région comprend la partie la plus compacte des Highlands. Sa limite méridionale court de l'ouest à l'est, du Ben Lui au Fife Ness, en empruntant une partie des Ochrrill Hills et en séparant les eaux du Firth of Tay de ceux du Firth of Forth. Les terrains primaires de la chaîne Calédonienne et les hauteurs de cette chaîne s'arrêtent à une grande dislocation, orientée N.N.E.-S.S.W., et qui courant d'Aberdeen à Greenock s'en va traverser l'île d'Arran. Dès les temps dévoniens et carbonifériens cette cassure existait, car les sédiments de ces deux époques se sont accumulés sur son flanc sud en s'y appuyant. Elle ne paraît pas encore parfaitement consolidée vers son extrémité orientale, car elle se présente tout naturellement à l'esprit pour expliquer les séismes assez

fréquents de Perth et de ses environs. Disons tout de suite que cette suggestion ne semble pas devoir être partagée par Davison. Il vaut donc mieux laisser la question en suspens.

D'autres fractures transversales, mais secondaires, affectent le massif primaire des Grampians. Celle du Leoch Earn est bien connue des sismologues par la série de secousses si nombreuses qui ont tant agité Comrie et ses environs de 1838 à 1850 et ont été étudiées par Mac-Farlane. Elle a d'ailleurs joué à bien d'autres reprises, mais avec moins d'intensité et de durée toutefois. Davison ne pense pas qu'il faille attribuer les séismes de Comrie à la grande faille bordière qui passe seulement à un mille au sud de cette localité, mais je ne vois point qu'il donne de cette négation une raison bien définie. En tout cas on peut bien aussi se référer à la faille transversale du Loch Earn, d'autant plus que plus à l'ouest d'autres cassures secondaires et transversales aussi, Ben Voirlich et Loch Tay, ont donné lieu à quelques séismes. Quoi qu'il en soit, Comrie est certainement le point le plus instable des Iles Britanniques.

Un dernier centre secondaire d'instabilité se montre dans les Ochrrill Hills. De ce que les épicentres sont placés latéralement à la faille principale de ce nom, Davison en infère qu'ils ne lui sont pas dus, mais bien à quelque faille hypothétique non relevée encore par le Geological Survey. On peut ici répéter ce qui a été dit pour le Grand Glen et restituer ces secousses à ladite faille.

1. Amulrie. — 2. Ardvoirlich. — 3. Ballenloan, 2. — 4. Ben Voirlich. —
5. Clathreck. — 6. Comrie, 443. — 7. Crieff, 5. — 8. Dunnichen. — 9. Dunning. —
10. Fillian(S^t). — 11. Firth of Tay. — 12. Green Loaning. — 13. Lawers. —
14. Loch Earn, 2. — 15. Logierait. — 16. Ochrrill Hills, 5. — 17. Perth, 5. —
18. Perthshire. — 19. Pittochrie. — 20. Strathearn. — 21. Tromperran. —
22. Upper Strathearn, 4.

7° *Grampians du sud et Cantyre*

Cette région bornée à l'ouest, au nord et à l'est par les troisième, quatrième et sixième régions, est limitée — à l'est par une ligne qui partant du Ben Voirlich dans les Grampians longe le Loch Lon à l'ouest — puis au sud-est par la ligne de partage des eaux entre le Firth of Clyde et le Solway Firth du Cairn Table à la Corsewall Point (Wigtonshire).

Tout le nord de la région jusqu'à la dislocation Aberdeen-Greenock-Arran, dont on a déjà parlé, appartient au massif Calédonien. Le Grand Glen s'y continue par le Loch Linnhue et l'Oronsay Passage. Cette extrémité sud du Grand Glen est bien plus stable que sa partie nord (quatrième région). Toutefois des séismes ont agité l'île Lismore, et d'autres ont eu leurs épïcêtres aux environs de celle de Colonsay. La cassure de même direction du Loch Awe a aussi été le théâtre de quelques secousses. Il en est aussi de même pour les fractures transversales secondaires des Loch Lewis, Etyve et Gilp. Ces Lochs et tout particulièrement le second présentent un profil longitudinal très irrégulier, descendant, comme le Loch Ness, fort au-dessous du fond de la mer voisine, accusant ainsi l'effet d'intenses dislocations sur le bord sud-ouest du massif, dont cependant l'équilibre est à peu près atteint maintenant, puisque au demeurant l'ensemble de la région est assez stable.

L'Ayrshire fait partie de la dépression des Firth of Clyde et Firth of Forth, connue sous le nom des Lowlands d'Écosse, et que nous savons exister depuis les temps dévoniens si éloignés. Comme eux, il est parfaitement stable en dépit des mouvements d'affaissement qui y ont eu lieu depuis les temps historiques.

Les éruptions permienes de porphyrites, qui ont jailli des nombreux cônes de ce comté, pas plus que celles beaucoup plus récentes de trapps et de basaltes des îles Arran, Ailsa Craig et Bass, n'ont laissé, sous forme de tremblements de terre, aucune trace des dislocations qui les ont accompagnées.

1. Ile d'Arran. — 2. Colonsay et Phadda (entre les îles —). 3. Connal. —
4. Inverhallen. — 5. Kelly Harbour. — 6. Kimelford, 2. — 7. Loch Awe. —
8. Loch Leven. — 9. Oban, 3. — 10. Rothesay. — 11. Ile Scarba, 2.

8° *Dépression des Firth of Clyde et Firth of Forth, ou Lowlands*

Cette dépression s'appuie au nord sur la grande faille bordière Aberdeen-Greenock déjà décrite et au sud sur une crête irrégulière qui, partant du White Hill, rejoint la mer du Nord par les collines de Lammermuir un peu au N.-W. de Sint Abbs Head. Sa direction générale est à peu près parallèle à cette dislocation et elle comprend le talus septentrional des Southern Uplands

d'Écosse. Cette aire a été déprimée très anciennement puisque les couches dévoniennes et carbonifériennes s'y sont déposées. Les intrusions éruptives anciennes y sont très importantes et jouent un certain rôle dans le relief du pays, leur dureté leur ayant permis de résister, mieux que les sédiments voisins et encaissants, aux agents extérieurs de destruction, érosion et dénudation. C'est ainsi que les collines du Pentland sont restées en saillie.

Des symptômes d'exhaussement moderne s'y montrent en plusieurs points et sous diverses formes : terrasses marines horizontales et en escalier des estuaires du Forth, de la Clyde et du Tay; restes de baleines, de phoques, de marsouins, etc., aux environs de Glasgow; arrêt de la Grande Muraille d'Antonin loin de la côte actuelle, alors qu'elle avait certainement été construite de mer à mer à ses deux extrémités. Pour donner une idée de l'amplitude de ce mouvement d'exhaussement, il suffit de rappeler que d'après les études de Geykie sur les fondations romaines du port de Falkirk (Alaterra), la différence de niveau atteindrait 7^m,50. D'ailleurs cet exhaussement n'est pas tout à fait général, puisque la côte du Fifeshire montre des forêts et des tourbières submergées, indices d'un mouvement contraire d'affaissement.

On pourrait donc s'attendre à une certaine instabilité sismique dans une région qui, après avoir été pendant de si longues périodes géologiques une zone d'affaissement, tend visiblement à se relever maintenant, ou tout au moins s'est relevée à une époque récente, d'autant plus que ce mouvement est en sens inverse de la submersion pléistocène de la mer du Nord. Il n'en est rien : les séismes y sont plutôt rares, et très certainement Édimbourg n'a dû qu'à son importance de capitale le privilège de se voir attribuer des tremblements de terre qui avaient leur épiceutre ailleurs, par exemple dans le Perthshire.

On connaît cependant des secousses vraiment propres à cette ville. Mais Ralph Richardson observe qu'on ne peut les mettre en relation avec les nombreuses failles qui s'y croisent et ont été injectées de dykes de trapp. C'est donc qu'elles seraient maintenant parfaitement consolidées ou que les efforts tectoniques qui les ont produites sont maintenant absolument éteints. Ce n'est point du tout l'opinion de Davison. Ce sismologue montre que les environs d'Édimbourg sont très disloqués, que plusieurs failles

parallèles aux Pentland Hills, courant donc N.E.-S.W., traversent la région épacentrale des secousses de janvier 1889, et qu'enfin d'autres secondaires recourent orthogonalement les premières. L'une de celles-là, sur le côté N.-W. de l'axe de cette région épacentrale, va de la tête de la vallée de Logan à la colline North Black, avec rejet vers le N.-W., et Davison est porté à lui faire jouer un rôle prépondérant dans le cas des secousses précitées. Il y a évidemment lieu de se ranger à son opinion.

Comme toujours, les éruptions permienes du Fifeshire ont laissé ce comté parfaitement stable.

Quelques tremblements de terre ont aussi agité les Campsie Hills et leurs environs. Il faut probablement les attribuer à la cassure du Loch Lomond, ou à la grande dislocation bordière, qui passe non loin au nord.

Quelques séismes du district minier de Kilsyth doivent tout particulièrement attirer l'attention. Ils ont pour caractère d'être très locaux et très faibles. Ce que l'on en va dire s'appliquera exactement à ceux de Pendleton, près de Manchester et de la vallée de Rhondda, dans le Glamorganshire, et l'on n'a qu'à reproduire l'opinion de Davison à leur sujet en s'y ralliant complètement.

Dans les districts miniers, et surtout d'ancienne exploitation, on sait qu'il se produit des affaissements et des chutes de roches qu'on a pu souvent constater et qui se traduisent au dehors par des dépressions du sol sus-jacent. Jičinski a fait de ces phénomènes une très intéressante étude. Quoique dans le cas des petites secousses sus-visées, ces chutes de roches ou de couches n'aient pas été observées directement, il n'est pas antiscientifique d'admettre qu'elles aient eu lieu réellement et assez brusquement pour causer ces légers séismes, sans avoir eu assez d'importance pour se manifester, au moins immédiatement, par une dépression superficielle. On peut d'ailleurs supposer ici que le sol ait conservé un soutien suffisant. D'autre part, on sait combien en général les couches de houille sont faillées et disloquées dans tous les sens. Ainsi les tremblements de terre en question peuvent-ils être considérés comme artificiels, puisqu'ils dérivent des travaux de l'homme, et en même temps aussi comme naturels, puisqu'ils sont concomitants de mouvements dans les failles, mouvements provoqués, il est vrai, par ces mêmes travaux. On doit ajouter qu'en

J. de H. zool. 6 — 1111. 7 — 11111111. 1

ce qui concerne plus spécialement Kilsyth, l'exploitation a lieu au-dessus d'une faille d'une certaine importance.

En résumé, il se trouve qu'une dépression ou zone d'affaissement très ancienne, soumise à des mouvements modernes d'affaissement et surtout de soulèvement de grande amplitude, et en outre injectée de roches éruptives plus ou moins anciennes a acquis actuellement une grande stabilité sismique.

1. Blitherwood. — 2. Bridstone. — 3. Campsie Hills, 4. — 4. Dumbarton, 2. — 5. Dumblane. — 6. Dumferline. — 7. Edinburgh, 4. — 8. Gare Loch. — 9. Gore Bridge. — 10. Kilsyth, 4. — 11. Stirling. — 12. Tynehead.

9° *Southern Uplands écossais et Cheviots*

Séparés du reste de la chaîne primaire calédonienne par la dépression des Lowlands, ses derniers fragments sud-orientaux se montrent là de mer à mer entre le canal du Nord et la mer du Nord sous la forme d'une écharpe E.N.E.-W.S.W. Les plis, très anciens, sont souvent masqués, surtout dans l'est par des épanchements éruptifs postérieurs que l'érosion et la dénudation ont moins touchés que les autres roches sédimentaires plus tendres. Les plus remarquables plissements se montrent dans la curieuse presqu'île du Rinn of Galloway, mais où la stabilité acquise montre qu'ils sont complètement morts.

La région est bornée au nord par les 7^e et 8^e régions, et au sud par l'arête des Cheviots, à peu près en prolongement de la côte sud du Solway Forth. Avec cette région se termine la partie écossaise de la chaîne Calédonienne.

L'activité sismique y est très faible et surtout localisée aux environs d'Anandale, et au Dumfrieshire, où on peut l'attribuer à des dislocations locales, mais sans faire intervenir, comme l'a fait Davison pour le premier cas, une faille encore inconnue sous Carlisle. La faille bordière des terrains dévoniens et carbonifériens des Lowlands n'est pas rectiligne comme celle du nord et ne suit pas du tout l'arête montagneuse. C'est l'indice de violentes dislocations ultérieures dont la Ninth a profité pour couper deux fois la faille, et auxquelles on doit peut-être attribuer les secousses de Wanlock Head.

1. Anandale. — 2. Cargen. — 3. Corrie. — 4. Dumfries, 3. — 5. Eshadlemuir. — 6. Galashiels. — 7. Milk. — 8. Wanlock Head, 4.

10° *Irlande septentrionale*

D'une façon générale l'Irlande est constituée par une dépression centrale, la basse plaine du Shannon, correspondant exactement à celle des Lowlands d'Écosse, et qui, encadrée au nord et au sud par deux massifs montagneux, s'étend de mer à mer, de Galway à Dublin. Si l'on trace de Drogheda à Galway la limite septentrionale du bassin de ce fleuve, on sépare du reste de l'île le Connaught du N.-W. et l'Ulster, qui forment la région dont on parle ici. Cette même limite est aussi grossièrement celle des terrains primaires et archéens du nord et de ceux plus récents, surtout carbonifériens de la plaine. L'île de Man doit être rattachée à cette région à cause de ses terrains cambriens.

Le N.-W. de l'Irlande est la continuation directe et indéniable des Highlands d'Écosse. C'est donc un fragment de la chaîne Calédonienne, dont l'histoire géologique est indentiquement la même. L'effondrement atlantique s'y révèle par les fjords de l'ouest, dans le Donegal et le Mayo, tandis que d'immenses nappes basaltiques tertiaires recouvrent l'Antrim, et sont les restes de celles des Hébrides et de l'Atlantique du N.-W., démantelées par l'érosion marine et l'affaissement qui ont ouvert le Canal du Nord vers l'époque pléistocène. Un important massif granitique d'âge assez récent forme les monts Mourne sur la côte orientale de l'Armagh.

De même qu'aux Lowlands, les sédiments carbonifériens se sont déposés dans l'ancienne dépression en s'appuyant aux plissements calédoniens et, par suite de leur moindre dureté, ont été ensuite complètement rabotés par la dénudation qui n'y a laissé subsister qu'une plaine basse.

Des mouvements assez récents semblent s'être produits. C'est ainsi qu'Issel considère les Lough Neagh et Lough Stranford comme d'anciens bras de mer à fond soulevé, tandis que Lyell attribue à un lent tassement d'un sol tourbeux la submersion de cabanes et de troncs d'arbres sur la côte du Donegal.

Quoi qu'il en soit, les glens ou cassures toutes semblables à celle des Highlands d'Écosse, les phénomènes éruptifs mentionnés plus haut, les plissements calédoniens, l'effondrement atlantique de l'ère pléistocène, et enfin les mouvements modernes n'ont laissé aucune trace d'instabilité sismique dans cette région qui

occupe par rapport à la plaine du Shannon exactement la même position que le Perthshire si instable (Comrie) par rapport aux Lowlands d'Écosse. Il est vrai que les documents et les observations font bien un peu défaut. Mais on ne peut supposer dans la région de points vraiment instables, à comparer, même de loin, à ceux de Comrie ou même du reste du Perthshire. Cette stabilité semble provenir de ce qu'ici les terrains primaires et archéens du nord et les carbonifériens du sud ne sont pas séparés par une grande dislocation bordière correspondant à celle d'Aberdeen-Greenock, et cette remarque pourrait à elle seule corroborer l'opinion que cette dernière entre en jeu dans les tremblements du Perthshire.

Deux séismes seulement sont connus; peut-être peuvent-ils être attribués aux cassures qui ont ouvert les fjords et les glens.

Quant aux deux chocs de l'île de Man, une faille y existe qui suffit pour en rendre compte.

1. Ballymore. — 2. Innishoven. — 3. Ile de Man, 2.

11° *Plaine du Shannon*

La région est d'une stabilité absolue. On aurait cependant pu s'attendre à y voir signaler quelques séismes en raison des rivières souterraines qui, profitant des diaclases ou fentes de la base du carboniférien, y peuvent produire des effondrements par dissolution ou entraînement. Il n'en est pas ainsi. On sait d'ailleurs que ces phénomènes ne suffisent pas toujours à donner de l'instabilité à une région. Par exemple, si des régions karstiques comme la Carniole ou l'Istrie sont instables et si les catavothres de la Grèce ou de la Sabine donnent lieu à des séismes, par contre rien de semblable ne s'observe ni dans le Yucatan, ni dans les causses du sud du plateau central français. Une intense circulation souterraine ne suffit donc pas à elle seule à amener de l'instabilité sismique.

Quelques chocs ont bien été signalés à Dublin, mais je pense que certainement leurs épïcêtres se trouvaient dans la région suivante.

12° *Irlande méridionale*

Cette région montagneuse est située au sud d'une ligne qui, partant de la côte nord de la baie de Tralee, aboutit au canal

d'Irlande près et au nord de Kiston. C'est une crête irrégulière suivant à peu près le bord de la cuvette carboniférienne et franchie seulement en son centre par la rivière Nore. A l'est, une bande granitique s'étend du N.-E. au S.-W. sur les monts du Wicklow et y perce le silurien et les schistes métamorphiques. Dans les comtés de Wicklow, Carlow et Wexford, les dépôts paléozoïques sont affectés de plis S.S.W.-N.N.E., qui font évidemment partie de la chaîne calédonienne et correspondent à ceux des Southern Uplands d'Écosse. Dans le sud-ouest de la région de profonds rias indentent la côte entre les caps Dunmore Head au nord et Clear au sud. Ce sont des plissements dont la mer a érodé les synclinaux. Ces plissements affectent le vieux grès rouge et le carboniférien et datent de la fin de cette dernière époque. De direction W.S.W.-E.N.E., qui devient graduellement W.-E., ils disparaissent sous la mer au delà du comté de Waterford. Ces plis, différant d'âge et de direction avec ceux de la chaîne Calédonienne, ne lui appartiennent donc pas, mais bien à une seconde chaîne plus méridionale du vieux continent atlantique, la chaîne Armoricaïne.

Quelques rares séismes se localisent à l'est dans les plis calédoniens, sans trahir aucune relation avec les phénomènes éruptifs du Wexford. Quelques autres, tout aussi rares, secouent l'extrémité orientale des plis armoricains du côté vers lequel ils disparaissent sous la mer. On pourrait donc, sans faire une hypothèse trop téméraire, les attribuer aux actions relativement récentes, qui ont rompu leur continuité avec le Pays de Galles. Enfin les rias de l'ouest n'apportent aucune instabilité, même faible, dans leur voisinage. C'est que cet accident résulte d'une action toute superficielle, et non de fractures, comme les fjords. Aussi des séismes les secouent bien plus rarement que ceux-ci.

Là encore pas de grande dislocation bordière pour causer des tremblements de terre.

1. Mont Caldeen. — 2. Charleville. — 3. Cork, 3. — 4. Cork County, 3. — 5. Dublin (*), 3. — 6. Irlande (**). — 7. Kanturk et Mallow. — 8. Kingston. — 9. Kinsale. — 10. Tinahelly. — 11. Wexford. — 12. Wicklow.

(*) On a dit plus haut que les séismes de Dublin devaient être rapportés à cette région, sa situation de capitale les lui ayant fait attribuer indûment.

(**) Probablement méridionale.

13° *Pays de Galles*

Cette région a pour limite orientale la ligne de partage des eaux de la presqu'île de Birkenhead à la baie de Newport, en passant par les monts Berwynn, Plynlimnion, Tregaron, Mynydd Epym et Black Forest.

Au point de vue de la constitution géologique la région débordait notablement cette limite à l'est, mais on a préféré conserver les anciennes bornes géographiques qu'on lui avait données dans la première description sismique des Iles Britanniques.

Le pays de Galles est le dernier fragment de la chaîne Calédonnienne démantelée. Ce massif cambrien, relevé à l'ouest sur la mer d'Irlande, a subi les plissements calédoniens antérieurs au vieux grès rouge. Ces plissements sont dans l'île d'Anglesey et dans les comtés de Caernarvon et de Merioneth parallèles à ceux des Highlands d'Écosse, mais ils s'infléchissent de plus en plus vers le sud à mesure que l'on descend dans les Comtés de Cardigan et de Pembroke, où ils finissent par prendre la direction W.-E., tangente à celle des plis armoricains qui, dans le sud du Pembrokeshire, font suite à ceux du Waterford, après leur disparition sous la mer.

Cette région montagneuse et tourmentée a été à de nombreuses époques injectée de matières éruptives diverses, et malgré leur antiquité certains paysages volcaniques y ont encore conservé une grande fraîcheur.

C'est dans la presqu'île d'Harverfordwest que se fait le contact des plis calédoniens ou prédévoniens et armoricains ou postcarbonifériens. Ces derniers ne font qu'effleurer le sud de la région et se prolongent en direction W.-E. au travers des baies de Caesmarthen et de Swansea en passant près de Cardiff, et en franchissant l'estuaire de la Severn pour se relier au bord septentrional des Mendip-Hills dans le Somerset. Dans le sud-est du massif le cambrien fait place au silurien, tandis que le carboniférien occupe la plus grande partie de la côte méridionale entre les plis calédoniens et armoricains.

L'activité sismique est relativement assez grande dans la presqu'île de Pembroke. Elle peut s'expliquer par la rencontre des deux systèmes de plissement et être ainsi un critérium d'un reste de survivance des plissements armoricains seulement, car on a vu

que partout les plissements calédoniens sont éteints, au contraire de ce qu'on verra dans la suite de ce travail se passer pour les premiers. On peut aussi, et probablement avec tout autant de raison, invoquer les nombreuses et importantes failles qui coupent cette presqu'île. C'est l'opinion de Davison pour les tremblements de terre d'Harverfordwest.

Les séismes de la côte sud peuvent être attribués aux plissements armoricains ou aux failles locales du carboniférien. La fracture du détroit de Menai peut suffire à expliquer quelques rares secousses dans le N.-W. de la région, sans cependant qu'on puisse l'affirmer formellement. Quelques chocs légers ont été signalés dans le district minier de la vallée de Rhondda. On peut répéter exactement ce qui a déjà été dit de ceux de Kilsith.

Ni les importants phénomènes éruptifs anciens, ni les indices que montrent de submersions modernes les côtes du Cardigan et du Pembroke n'ont laissé de trace d'instabilité sismique.

Avec cette région se termine la chaîne calédonienne, ainsi que l'influence sismique, non de ses plissements, mais de plusieurs de ses fractures. Il ne faut point oublier toutefois que le pays de Galles et le sud de l'Irlande font en même temps partie de la chaîne Armoricaïne. D'ailleurs un petit fragment de la première se trouve aussi dans le Shropshire. Mais pour si peu, on n'a pas cru devoir modifier le tracé des anciennes divisions sismiques.

1. Anglesey (sud de l'île). — 2. Bala. — 3. Bangor, 2. — 4. Ile Bardsey. —
5. Barmouth, 2. — 6. Caermarthen, 2. — 7. Chester. — 8. Vallée de la Clwyd. —
9. Downing. — 10. Fiskguard. — 11. Glamorganshire, 2. — 12. Harverfordwest, 18. — 13. Holywell, 2. — 14. Llandstephan. — 15. Llandwest, 2. —
16. Merthyr-Tydill. — 17. Monmouthshire, 2. — 18. Monmouthshire oriental. —
19. Newport. — 20. Norwescent. — 21. Pentir. — 22. Rhiwfrank. — 23. Rhondda Valley, 3. — 24. Swansea.

CHAPITRE II

Chaîne Armoricaîne

14^e Cornouailles

Cette région a pour limite orientale une ligne qui partant du sommet de l'estuaire de la Severn aboutit à la Manche près et à l'ouest de l'île de Wight, en séparant les Malborough Hills du plateau de Salisbury et en traversant le New Forest.

La vallée de l'Ex limite à l'est les terrains paléozoïques de l'ouest. Ces terrains, surtout dévoniens, sont affectés par les plis postcarbonifériens de la chaîne Armoricaîne, qui se perdent à l'est sous les terrains secondaires. Le sud de la presqu'île de la Cornouailles est en outre injecté de nombreux laccolithes granitiques, dont le plus important est celui de Dartmoor Forest. Ces masses s'alignent le long des plis. Les îles Scilly sont un fragment granitique démantelé par l'érosion marine. D'ailleurs, toute la presqu'île est un reste du continent atlantique contre le rivage oriental duquel les sédiments postérieurs se sont successivement appliqués. De même que dans l'ouest du comté de Cork, les plis armoricains sont, dans l'extrémité de la Cornouailles, infléchis vers le S.-W. Le gneiss d'Eddystone et les schistes anciens de la Cornouailles S.-W. représentent les plus anciennes parties de la chaîne Armoricaîne, relevée à l'ouest comme la chaîne Calédonienne. Les roches éruptives proprement dites ne se montrent qu'au cap Lizard. De nombreux filons métallifères ont rempli et même consolidé les failles dues au plissement ou au mouvement de bascule vers l'ouest.

La Cornouailles présente, surtout au N.-W., de nombreuses traces d'affaissement moderne, ainsi que les îles Scilly et l'espace maritime intermédiaire. Partout se voient des preuves d'un récent démantèlement par l'océan.

La diversité des manifestations dynamiques auxquelles la région

a été soumise suffit pour la faire considérer comme présentant un ensemble de conditions géologiques favorables à l'instabilité sismique et, en effet, les tremblements de terre y sont assez fréquents.

Davison a mis un certain nombre de séismes de la région en relation avec des failles locales. Pour ce qui est du nord de la Cornouailles et en particulier du tremblement du 7 octobre 1889, il constate que l'axe de l'aire ébranlée est bien parallèle aux plissements de la région, mais que, n'y existant pas de faille connue, l'évidence tirée du phénomène sismique ne permet pas d'aller plus loin que la détermination de la direction de la faille présumée qui a donné naissance aux séismes. Combien n'est-il pas plus simple et plus rationnel de s'en tenir exclusivement au plissement, accident patent et constaté, plutôt que de supposer une faille inconnue. Le même sismologue a pu au contraire avec la plus grande vraisemblance attribuer les chocs de Blisland et de Wendron à un reste de mobilité dans les failles qui ont été cependant remplies par des dykes parallèles d'elvan.

L'Exmoor est un plissement armoricain parallèle au canal de Bristol. D'après le D^r Hicks, une grande faille chevauchée s'étend le long de la bordure septentrionale des Morte-Slates depuis la côte près d'Ilfracombe jusqu'à la haute vallée de l'Ex. Au sud une autre faille se montre également et d'à peu près même direction. Enfin la mer découvre de longues plages avec des vestiges de forêts submergées. Le concours de tant d'efforts dynamiques, plissements, failles, affaissements modernes, suffit largement à expliquer plusieurs séismes, que Davison attribue exclusivement à la grande faille chevauchée du nord.

De Torquay à Teignmouth la côte est sujette à quelques séismes. Et justement là même on voit des traces de forêts submergées, tandis que dans l'intérieur d'anciennes terrasses marines avec des restes de l'industrie humaine préhistorique témoignent d'un mouvement contraire de surrection. N'y a-t-il pas dans l'opposition de mouvements presque contemporains et récents de quoi expliquer les séismes dont il s'agit ?

Le Poole, le New-Forest et la côte de Dorsetshire ne sont pas complètement indemnes de tremblements de terre. N'y faut-il pas voir un reste de vitalité dans les actions de plissement armoricain

qui ont donné lieu à un synclinal qui se prolonge jusqu'en France à travers la Manche et à l'anticlinal correspondant qui passe au nord de Weymouth. D'ailleurs, Davison a étudié là deux importantes failles, courant à peu près W.-E., et qui, probablement liées au mouvement de plissement, peuvent aussi jouer un rôle sismogénique : faille de Ridgway, d'Abbotsbury à Winfrith; faille d'Osmington, qui avec quelques interruptions par la mer s'étend du sud d'Abbotsbury au nord de la baie de Swanage.

La baie de Penzance et la côte d'alentour sont assez souvent le théâtre de marées anormales. Parfois au moins, sinon toujours, ces phénomènes peuvent avoir pour origine des tremblements de terre sous-marins, et justement il ne manque pas de séismes qui agitent les côtes anglaises et françaises de la Manche, et dont les épicentres tout à fait inconnus gisent peut-être quelque part sous mer au large du Finistère et de la Cornouailles.

Le trait sismique caractéristique de la région reste la dispersion de nombreux épicentres, tous assez pauvres en nombres de séismes. On doit donc supposer une cause générale, mais peu intense, d'instabilité. Ce ne peut être que l'effort continué du plissement armoricain, sans pouvoir, pour cela, nier toute influence locale à plusieurs failles. Et cette suggestion est d'autant plus plausible que les mêmes circonstances vont se représenter dans la région suivante, Bretagne et Vendée, dont l'histoire géologique est à peu de chose près la même, et qui constituent un autre fragment de la chaîne Armoricaire, aujourd'hui bien déchue, de l'ancien continent atlantique.

1. Altamon. — 2. Arlington. — 3. Austell (S^t). — 4. Bampton et Tiverton. —
5. Barnstaple. — 6. Blisland. — 7. Bostcastle. — 8. Bournemouth. — 9. Bridgewater. — 10. Bristol, 3. — 11. Callington. — 12. Camelford, 3. — 13. Camelford (4. M. 35° E. de-). — 14. Challacombe. — 15. Cheddar, 2. — 16. Chedsey. — 17. Cornwall county, 7. — 18. Cornwall S.-W. — 19. Dartmoor. — 20. Devonshire county. — 21. Drewsteignton. — 22. Druits. — 23. East Budleig. — 24. Exmoor. — 25. Falmouth, 2. — 26. Fovant. — 27. Helston (3 M. 1/2 au nord de —), 2. — 28. Ilcester. — 29. Kelly. — 30. Launceston. — 31. Liskeard, 2. — 32. Lyme Regis, 2. — 33. Mabe. — 34. Entre Mabe et Wendron, 2. — 35. S^t Mary (I. Scilly). — 36. S^t Michel (M^s), 3. — 37. Newham in Sancred. — 38. Padstow, 2. — 39. Parret valley, 2. — 40. Penzance. — 41. Poole. — 42. Redruth. — 43. Saltash. — 44. Shaftesbury. — 45. Scilly, I. — 46. Skepton Mallet, 2. — 47. Sommersetshire County, 4. — 48. Stalbridge. — 49. Sturminster. — 50. Taunton, 3.

— 51. Teign (Haute). — 52. Truro. — 53. Trusham. — 54. Watertown. — 55. Wells, 4. — 56. Wendron. — 57. Weston-super-Mare. — 58. Wimborne Minster.

15° *Bretagne, Cotentin et Vendée ou massif armoricain français*

La Bretagne, le Cotentin et la Vendée constituent le fragment le plus vaste de l'ancien continent atlantique et de sa chaîne Armoricaïne effondrée en partie et démantelée par les vagues de l'océan. En avant de la côte de nombreuses îles, îles anglo-normandes, les sept îles, Batz, Ouessant, Sein, les Glenans, Groix, Belle-Ile, Houat, Hoedic, Noirmoutiers et Yeu, ne sont, comme les îles Scilly, que les débris de terres qui s'avançaient dans l'ouest à une distance tout à fait inconnue. On distinguerait même deux phases dans le démantèlement du littoral; le récif de Rochebonne et les îles d'Yeu, Noirmoutiers et Belle-Ile seraient le vestige du plus ancien et plus méridional.

Contre ce massif antépermien, les sédiments postérieurs sont venus s'appliquer, exactement comme en Angleterre, en dessinant d'étroites bandes successives qui se recouvrent mutuellement. La vallée de l'Ex est ici représentée par une ligne en zigzag; de la baie de Carentan à la forêt d'Écouves vers les sources de l'Orne; de là à Angers en longeant la haute Sarthe et la chaîne du Coëvron; puis la limite orientale du massif granitique de la haute Sèvre Nantaise jusqu'à Parthenay; et enfin de là à l'océan vers les Sables-d'Olonne. Il est très remarquable que le premier segment de cette ligne, en direction S.E.-N.W., de la forêt d'Écouves à la baie de Carentan, passe près de La Hague et vient se ficher en Angleterre juste à Exeter, où commence la limite orientale des terrains primaires de la Cornouailles, mais en se relevant droit au nord.

La presqu'île du Cotentin est un " horst ", de formations paléozoïques, dont la fixité très ancienne est attestée par la présence, aux environs de Valognes, de sédiments littoraux des âges les plus divers. Sa côte occidentale a subi une érosion marine des plus violentes, sous l'action des vagues et surtout des courants. Les îles anglo-normandes en sont aussi des fragments. L'érosion marine suffit à expliquer les empiétements successifs de la mer depuis les temps historiques, sans qu'il soit nécessaire de faire

intervenir des affaissements insuffisamment démontrés de la côte au moyen âge.

Entre les derniers schistes précambriens et le puddingue pourpré du cambrien supérieur, l'île de Jersey a été le théâtre d'importants phénomènes éruptifs, qui correspondent exactement à ceux du Trégorois. Il y a donc eu là à cette époque si reculée une ligne de moindre résistance.

Si maintenant on considère la presqu'île Armoricaïne proprement dite, on voit qu'elle est caractérisée par deux anticlinaux principaux, orientés à peu près W.-E., mais légèrement divergents à mesure qu'on s'éloigne vers l'est. Ils résultent d'un plissement de la fin du carboniférien, c'est-à-dire armoricain, qui a affecté tous les dépôts antérieurs. Cela sans préjudice d'autres plissements à peu près orthogonaux et postérieurs.

L'anticlinal du nord commence à l'île d'Ouessant et au pays de Léon, pour se poursuivre jusqu'à Alençon. Il borde les intrusions granitiques des montagnes d'Arrée et des collines du Maine. Il est très intéressant de noter que l'ancienne ligne éruptive Tréguier-Jersey, dont on a parlé plus haut, est précisément parallèle à l'axe des montagnes d'Arrée, au nord desquelles elle se trouve. Cet anticlinal du nord est principalement archéen. Cette coïncidence de direction entre le plissement et la ligne éruptive de moindre résistance ne peut être fortuite; c'est d'ailleurs un fait d'ordre très général.

L'anticlinal du sud, surtout paléozoïque, part de l'île de Sein, passe par la pointe du Raz et les Montagnes Noires, et se développe par les landes de Lanveaux le long du Morbihan, en s'infléchissant au S.-E., et finit par se terminer dans la Gâtine Vendéenne. Les intrusions granitiques y sont aussi importantes que pour celui du nord.

Le principal synclinal intermédiaire comprend les bassins du Finistère et de Laval.

Les rias de l'extrémité occidentale de la presqu'île bretonne sont uniquement dus à l'érosion marine qui a profité des synclinaux secondaires pour entamer profondément les schistes les plus tendres. Ils correspondent donc exactement à ceux de l'ouest du Comté de Cork, et sont comme ceux-ci précédés d'îles éparses, vestiges plus résistants de terres anciennes disparues.

De Nantes au pays de Coislin le sillon de Bretagne est un immense filon de quartz qui, parallèle au plissement, a sur 140 kilomètres de longueur résisté à la dénudation et en partie couvert de sa protection les terrains avoisinants.

Dans le sud, de petits bassins houillers (Chantonay, Vouvant, etc.), sont tombés dans une faille qu'on peut suivre jusqu'au lac de Grand-Lieu, et dont la direction est à peu près parallèle au plissement armoricain du Bocage.

L'embouchure de La Loire est une dépression par où a pu pénétrer un golfe de la mer tertiaire qui s'étendait au S.-W. du continent calédonien et armoricain.

En de nombreux points les côtes de Bretagne présentent des signes manifestes d'affaissements modernes : Morlaix ; Sainte-Anne au Goulet de Brest ; estuaire de la Villaine ; vallée de la Rance ; archipel des Glenans ; golfe du Morbihan, etc. Il est inutile d'entrer ici dans les détails d'un phénomène bien connu. Et il est plus important de parler de la séparation de l'Angleterre et de la France par l'effondrement postpléistocène de la Manche. Dans les deux pays les côtes qui se font face sont de constitution identique. De plus, le littoral y est jusqu'à l'isobathe de 25 mètres formé par une terrasse de limons fluviaux qui montrent qu'à l'époque pléistocène, la Manche formait une vallée prolongeant celle de la Seine, où un maître fleuve collectait toutes les petites rivières qui s'y jettent maintenant et qui avait son embouchure quelque part au large des îles Scilly et du Finistère. Comme la mer du Nord servait aussi de basse vallée au Rhin prolongé, il est possible que les bancs de Goodwin soient un reste non déblayé du seuil entre les deux fleuves.

Tels sont les principaux traits qui peuvent intéresser la sismologie dans la constitution géologique du massif archéen et primaire du N.-W. de la France. Voyons maintenant comment l'instabilité se répartit sur ce territoire, la plus vaste des subdivisions sismiques établies dans ce travail, mais que l'on a dû conserver entière à cause de l'uniformité de son histoire géologique.

On voit tout d'abord qu'un assez grand nombre d'épicentres se montrent aux îles normandes et tout autour du golfe. Peut-être certains séismes qui ont ébranlé simultanément la Bretagne et les Cornouailles peuvent avoir eu leur foyer quelque part dans la mer

du voisinage. Or, si depuis les temps primaires les environs de Valognes ont été peu dérangés, il n'en est pas moins vrai que dans la presqu'île du Cotentin les terrains anciens sont affectés de plis armoricains secondaires parallèles : Bruyères de Clécy, ride de Vire, ride de Domfront, tous trois en direction E.S.E. — W.N.W. C'est transversalement à cette direction que s'est manifestée l'antique ligne de moindre résistance Tréguier-Jersey, parallèle elle-même au plissement des montagnes d'Arrée. Il n'en faut pas plus que cette complexité d'actions dynamiques diverses pour rendre compte de l'instabilité des îles normandes et des côtes environnantes, sans faire intervenir, comme on l'a fait, ni les actions superficielles de démantèlement, qui d'ailleurs nulle part ne correspondent à des régions instables, en dehors tout au moins de toute autre cause efficiente, ni de problématiques et douteux indices d'affaissement moderne le long des côtes.

Mais il en va tout autrement si l'on considère l'effondrement postpléistocène de la Manche en bloc. Il s'agit là d'un incident géologique d'assez grande envergure pour laisser des traces d'instabilité et, avec au moins autant de titres que le plissement armoricain, il pourrait revendiquer sa part d'influence sur les séismes de la côte nord de la Bretagne, sur ceux de la côte sud de la Cornouailles, et surtout sur ceux dont le foyer sous-marin assez indéterminé se trouve au large de l'Angleterre et de la France. Or si l'effondrement de la Manche a ainsi une influence sismogénique bien définie, comment se fait-il que les côtes orientales de l'Angleterre, soumises également à l'influence de l'effondrement de la mer du Nord, ne connaissent pour ainsi dire pas les tremblements de terre. C'est que les conditions extérieures de l'effondrement ne sont pas tout à fait identiques de part et d'autre. Le profil transversal de la Manche est à peu près régulier, c'est-à-dire que cette mer représente une sorte de synclinal. La mer du Nord est bien aussi à fond plat, mais elle est séparée des côtes scandinaves opposées par une fosse marine relativement profonde, qui n'a point son analogue pour la Manche. Le contraste ne s'arrête point là. La Manche correspond à une cassure du continent paléozoïque et archéen, tandis que les côtes anglaises de la mer du Nord sont en plis tertiaires et mésozoïques qui se poursuivent sans interruption vers l'ouest pour venir s'appuyer à

la chaîne pennine. Il semblerait donc que la Manche résulte d'un affaissement d'un voussoir limité à deux cassures correspondant aux côtes de la Bretagne et de la Cornouailles, d'où séismes tout le long d'elles, tandis que la mer du Nord proviendrait d'un mouvement de bascule du territoire compris entre la chaîne pennine et le bord oriental de la fosse sous-marine de la mer du Nord le long des côtes scandinaves, et dans ce cas la côte n'est que l'intersection géométrique du plan d'eau avec un plan incliné, et par suite n'est définie par aucun incident géologique qui puisse la doter d'instabilité. Ces suggestions feraient donc disparaître une opposition jusqu'ici inexplicable entre les côtes de mers ouvertes à peu près, sinon tout à fait, à la même époque.

En résumé, nous avons pour expliquer les séismes de la côte nord de la Bretagne, soit le plissement armoricain, soit l'effondrement postpléistocène de la Manche, ou plutôt une survivance des efforts tectoniques correspondants, suivant que ces séismes ont leurs épicentres plus ou moins loin du littoral, ou même au large.

Brest et ses environs ont donné un certain nombre de séismes. L'importance de cette ville les lui a fait attribuer exclusivement, alors qu'ils avaient leurs épicentres à quelque distance au N.-E. ou au N.-W. On doit les expliquer par le plissement du Léon et des montagnes d'Arrée.

Le plissement méridional du massif, Landes de Lanveaux et de Questembert, rend compte de quelques séismes dans l'ouest du département du Morbihan. Observant que la région ainsi ébranlée est justement placée entre deux zones d'affaissement stables de l'archipel des Glenans et du Morbihan avec l'embouchure de la Villaine, on doit en conclure que ces séismes, indépendants de ces phénomènes, doivent être attribués au seul plissement.

Plus à l'est, Nantes est un centre d'instabilité notable, mais sans que cette ville ait toujours été le foyer des séismes signalés. Comme cette ville est au milieu du plissement qui accompagne le sillon de Bretagne et qui au delà de la Loire se continue par celui de la Gâtine, jalonné de quelques épicentres jusqu'à son extrémité à Parthenay souvent ébranlée, on peut dire que le plissement armoricain de Parthenay à Nantes survit sous forme de séismes, mais qu'au delà, consolidé par le sillon de Bretagne, il redevient parfaitement stable.

Un autre plissement armoricain, mais secondaire, et avec une direction plus accentuée vers le sud, affecte l'ouest de la Vendée. Il paraît plus stable que le précédent sans toutefois être dénué d'épicentres.

Il est évident que bien des tremblements de terre de Vendée sont en relation directe avec la faille des terrains carbonifériens de Chantonnay, Vouvant et Grand-Lieu dont on a déjà parlé, la position de leurs épicentres en fait foi, mais d'autres séismes, par exemple ceux de Laroche-sur-Yon, dont on ne connaît pas exactement les épicentres, ne peuvent pas être attribués à cette faille plutôt qu'au plissement de la Vendée sud-occidentale.

Cette faille de Chantonnay a une importance considérable. Ouverte d'abord à l'époque mésozoïque, après le Callovien, elle s'est réouverte plus tard, après le crétacé et en tout cas avant l'éocène moyen. S'appuyant sur l'indépendance constatée entre les lignes d'érosion marine des îles du fond nord-oriental du Golfe de Gascogne et les lignes directrices de leur constitution géologique, M. Barrois soupçonne que cette faille se prolonge au N.-W. et que masquée par 30 mètres d'eau, elle forme la rade des Coureaux de Belle-Ile. Et si cette faille entame ainsi le bord du massif breton, il faut renoncer à cette idée chère aux anciens géologues que la Bretagne est restée immobile pendant toute l'époque secondaire. Si cette mobilité, manifestée par les seconds mouvements postcrétacés de la faille de Chantonnay, n'est pas absolument éteinte, quoi d'étonnant qu'elle se révèle encore dans sa partie sud ou Vendéenne par d'assez nombreuses secousses. Un tremblement de terre récent, octobre 1902, est venu, en ébranlant Belle-Ile, confirmer en quelque sorte ces suggestions de M. Barrois, et les conséquences sismogéniques, qui en ont été tirées. Il n'est pas inutile de remarquer que la direction de cette faille est 130° (N.-S. par l'est), celle du faisceau des plis de la Cornouailles bretonne étant de 125° . Cette presque identité a sa signification : c'est la probable identification des efforts tectoniques correspondants. Et si ceux de la faille de Chantonnay ont eu une exacerbation postcrétacée, n'est-il pas rationnel que les plissements armoricains aient pu de nos jours déceler par des séismes un reste de survivance des efforts tectoniques auxquels ils ont dû naissance. L'on voit combien étroitement se tiennent toutes ces considérations d'histoire géologique.

En remontant au nord on retrouve une instabilité notable à Angers et dans ses environs. On peut en rechercher la cause dans les plissements énergiques qui y ont donné au silurien une allure si tourmentée. Mais, comme il n'est pas certain que les séismes en question aient eu leur épïcêtre dans cette ville, on peut chercher à les expliquer, comme ceux de Cholet, de Montrevault et de leurs environs, par un autre accident géologique du voisinage. Au S.-W. d'Angers se montre, en effet, une traînée S.E.-N.W. de petits paquets carbonifériens qui, pincés entre deux plissements, traversent la Loire à Ancenis et s'étendent jusqu'à Nort, en suivant une nouvelle grande faille. On les attribuerait alors aux plissements qui ne règnent qu'au sud de cette dislocation, et non à la faille, dont la partie nord au delà du fleuve est notoirement stable.

Le grand synclinal, qui s'étend du département de la Mayenne au bassin du Finistère en franchissant le plateau granitique de Rostrenen, est très stable. On y rencontre seulement quelques épïcêtres sporadiques comme il n'en manque pour ainsi dire nulle part à la surface du globe, et dont il faut chercher la raison dans des dislocations très locales. Cette stabilité du synclinal médian vient bien à l'appui de l'opinion émise ici, d'après laquelle l'instabilité en Bretagne est en relation avec le plissement, car on conçoit bien que dans le système formé par deux anticlinaux de premier ordre comprenant un synclinal, ce dernier soit au contraire des deux autres dénué de toute mobilité.

Les îles d'Ouessant, de Sein, etc., occupent par rapport à la Bretagne exactement la même position que les Scilly par rapport à la Cornouailles. La constitution et l'histoire géologique sont identiques de part et d'autre. Cependant on connaît quelques séismes pour les îles anglaises et aucun pour les îles françaises. Vouloir expliquer cette différence pour des îles homologues serait vouloir tomber dans des hypothèses illusoires.

1. S^t-Aignan. — 2. Ancenis. — 3. Angers, 10. — 4. Anjou, 3. — 5. Arrée (extrémité E. de la montagne d'—). — 6. Auray. — 7. Beaufou. — 8. Beaupréau. — 9. Belle-Ile-en-Mer. — 10. Bouaye, 2. — 11. Borchemaine. — 12. Bourgneuf, 2. — 13. Brest, 9. — 14. Bretagne, 2. — 15. Briec (S^t), 4. — 16. Brouzils et Chavannes. — 17. Cancale. — 18. Caumont, 2. — 19. Chantocéaux. — 20. La Chapelle-sur-Erdre. — 21. Château Giron, 3. — 22. Cheffois. — 23. Cherbourg, 3.

— 24. Cholet. — 25. Concarneau. — 26. Conception (La). — 27. Coutances, 4.
— 28. Le Croizic. — 29. Cuguen, 2. — 30. S^t Denis de Gastines. — 31. Dinan. —
32. Dol, 3. — 33. Donjes. — 34. Douarnenez. — 35. Érigné. — 36. Ernée, 2. —
37. Eynesse. — 38. Fougères. — 39. Cap Fréhel. — 40. Les Gardes. — 41. Gran-
ville, 2. — 42. Groix (en mer, entre — et Quiberon). — 43. Guérande. —
44. Guernesey, 6. — 45. Guiler, 2. — 46. Guipavas. — 47. Hennebont. —
48. S^t Jean de Boiseau. — 49. Jersey, 5. — 50. Josselin. — 51. Laroche-sur-
Yon, 4. — 52. Laval. — 53. Locmaria-Flouzane. — 54. Loge-Fougereuse. —
55. Basse-Loire, 3. — 56. Lorient, 3. — 57. S^t Malo, 3. — 58. Dép^t de la Manche.
— 59. Marcillé-Robert. — 60. S^t Maurice-le-Girard. — 61. Collines de Mayenne.
— 62. S^t Méen. — 63. Mont S^t Michel. — 64. Montaigut. — 65. Montrevault. —
66. Morbihan. — 67. Nantes, 17. — 68. Noirmoutiers. — 69. Iles Normandes, 4.
— 70. Paimbœuf. — 71. — Parthenay, 5. — 72. — Passais. — 73. Le Pellerin. —
74. Mont Pinson. — 75. La Planche. — 76. Pleurtuit. — 77. La Ramée. —
78. Rieux. — 79. Saligny. — 80. S^t-Servant. — 81. Vannes, 2. — 82. Vendée, 2. —
83. Vire. — 84. Vallée de la Vire, au sud de S^t-Lô. — 85. Vitré. — 86. Ile d'Yeu.

Ce très grand nombre d'épicentres pauvres est un point de similitude de plus avec la Cornouailles anglaise et donne à penser que la cause des séismes doit être la même de part et d'autre. Elle doit donc être cherchée dans un trait géologique commun, qui ne peut guère être que le plissement armoricain.

CHAPITRE III

Les plaines orientales anglaises

Le versant anglais de la mer du Nord est une succession de sédiments qui depuis les temps carbonifériens se sont déposés dans des mers ouvertes à l'est en s'appuyant aux chaînes calédonienne et armoricaine et en se recouvrant successivement en retrait les uns par rapport aux autres, de telle sorte qu'ils apparaissent en bandes étroites, plus ou moins grossièrement parallèles. Les alternatives d'émergence et d'immersion ont été nombreuses, et en particulier la chaîne Pennine qui coupe l'Angleterre du nord au sud, de l'isthme de Solvay à Exeter, date d'une époque peu postérieure au carboniférien. Ce qu'on en voit maintenant est un bien faible reste de ce qu'elle a été avant sa dénudation. Mais ce vestige suffit pour que les territoires, dont il s'agit ici, descendent en pente douce sur la mer du Nord et la Manche, en montrant les terrains secondaires et postérieurs en bandes successives dont les rides ont leurs plus roides talus tournés vers l'ouest, comme la chaîne Pennine elle-même. La dernière immersion qui ait pour nous quelque importance est celle qui à l'époque pléistocène a sous les yeux de l'homme ouvert la mer du Nord et la Manche, de sorte que les fleuves anglais ne sont plus que des tronçons des anciens cours d'eau.

Cette esquisse de l'histoire et de la constitution géologiques de ces territoires doit à *a priori* faire prévoir une grande stabilité, et c'est bien en effet ce qui se réalise. D'une façon générale les tremblements de terre n'y seront que des phénomènes sans importance dont il faudra chercher la cause dans des dislocations locales plus ou moins anciennes, mais non dans des accidents géologiques d'ordre général, comme cela s'est présenté dans les régions calédoniennes et armoricaines étudiées plus haut.

En maints endroits les côtes présentent des indices d'affaissement récent. Faibles souvenirs des grands mouvements pléisto-

cènes, il ne semble pas qu'ils introduisent nulle part un élément d'instabilité sismique et on a eu à expliquer la différence que montrent à ce point de vue les côtes de la mer du Nord et de la Manche.

Quant aux phénomènes d'abrasion de falaises, si fréquents le long de ces côtes, on ne doit pas s'attendre à les voir en relation avec des séismes, car ils résultent d'actions trop superficielles.

16° Région des lacs

Cette région est limitée : à l'est par l'arête de la chaîne Pennine entre le Bradschaw Hill et le High Peak; au S.-E. par la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Severn et de la Mersey jusqu'à l'angle S.-E. du Flintshire; et enfin à l'ouest par la mer et par l'axe de la presqu'île de Birkenhead, entre les estuaires de la Dee et de la Mersey. Géographiquement cette région appartient au versant occidental de l'Angleterre, mais comme géologiquement elle est composée par les mêmes sédiments que ceux qui se sont déposés le long de la côte orientale du vieux continent atlantique, force nous est bien de l'étudier dans ce troisième chapitre où, après ces explications, il ne semble plus aussi paradoxal de la voir placée.

Le sud de la région est couvert par les dépôts carbonifériens et triasiques, tandis qu'au nord se montre le district volcanique ancien et si pittoresque des Lacs. On conçoit que les mouvements qui ont relevé la pénéplaine anglaise vers l'ouest ont d'autant plus disloqué les terrains qu'ils étaient plus rapprochés de l'obstacle, c'est-à-dire de la chaîne calédonienne. Aussi le versant occidental de la chaîne Pennine, qui en est en même temps le plus roide, est-il le plus instable.

Les séismes sont relativement assez fréquents dans le trias du Lancashire et dans le houiller de Manchester. Dans chaque cas particulier des dislocations locales ne manquent pas pour les expliquer. C'est ainsi que la faille de l'Irwell, reconnue de Poynton à Bolton, sur plus de 20 milles de long, de direction N.N.W.-S.S.E., avec un rejet de plus de 1000 mètres en certains points, et recoupée par plusieurs autres diaclases moins importantes de direction E.-W., intervient nettement dans les séismes de ce

territoire. Davison la met aussi en relation avec les secouses du district minier de Pendleton, et il n'y a pas de raison à ne pas se conformer à cette opinion.

Le district des Lacs s'étend sur l'ouest des Comtés de Cumberland et de Westmoreland. Il est enserré entre le Solway Forth et la Morecambe Bay. De Whitehaven à l'île Walney il est bordé de grès rouges triasiques et permien, tandis que tout le reste de son périmètre est formé de carboniférien, au milieu duquel il émerge. C'est un bloc de terrains anciens et éruptifs où de nombreuses et très profondes dislocations convergentes ont donné des Tarns, ou Lochs, dont le fond tombe quelquefois brusquement bien au-dessous de celui de la mer voisine. Les plus importantes de ces fractures, celles de Windermere et de Thirimerse se font face de part et d'autre du massif en se prolongeant l'une l'autre en direction N.N.W.-S.S.E. C'est là le véritable axe sismique de cette région, assez instable. Il n'y a pas le moindre doute que ce ne soit à un reste de mobilité de ces cassures qu'il faille attribuer les séismes qu'on y ressent et non à une activité volcanique éteinte depuis le silurien moyen (ordovicien supérieur).

Les affaissements récents qu'on aurait relevés dans les estuaires de la Dee et de la Mersey ne donnent lieu à aucun mouvement sismique.

1. Ambleside, 2. — 2. Arnside. — 3. Atsbury. — 4. Bolton. — 5. Bowness. — 6. Cheadle. — 7. Chorley. — 8. Clitheroe. — 9. Colne. — 10. Coniston. — 11. Crosthwaite, 8. — 12. Cumberland County. — 13. Dalton. — 14. Everton. — 15. Furness (Presqu'île de), 4. — 16. Hazlingdon, 2. — 17. Iston. — 18. Kendal. — 19. Knutsford. — 20. Lancashire County, 4. — 21. (Nord de) Manchester, 4. — 22. Maryport. — 23. Morecambe-Bay. — 24. Ormskirk. — 25. Pendleton, 3. — 26. Preston, 2. — 27. Rochdale, 4. — 28. Rydal. — 29. Settle. — 30. Trontbeck. — 31. Waterloo. — 32. Whitehaven. — 33. Wigam.

17° *Des Cheviots à l'Humber*

Cette région est la première de celles qui appartiennent en même temps géographiquement et géologiquement au versant oriental. Appuyée à l'ouest à la chaîne Pennine, elle est bornée au sud par une faible arête qui, partant du High Peak, court d'abord au S.-E. jusque près d'Alfreton, puis remonte au N.-E. jusqu'à l'estuaire de l'Humber en séparant les eaux de la Trent et du

Don. Les roches éruptives modernes se montrent dans le nord (Northumberland et Durham), tandis qu'au S.-E les dépôts jurassiques et crétacés se relèvent le long de la côte par les North et South York Moors, ces dernières collines en prolongement des Lincoln Wolds de la région suivante. A l'ouest le carboniférien atteint une grande extension.

La région est très stable. Quelques rares et pauvres épïcêtres se montrent çà et là, qu'on peut expliquer par des dislocations locales, sans que rien d'intéressant soit à signaler.

1. Boston-Spa. — 2. Doncaster. — 3. Dunston. — 4. Gateshead. — 5. Great Whernside. — 6. Halifax. — 7. Holderness. — 8. Knottingley. — 9. Malton. — 10. Methley. — 11. Ripon, 2. — 12. Rotherham. — 13. Ryhill. — 14. Scarborough. — 15. Sheffield. — 16. York, 5. — 17. Yorkshire. — 18. Whalton. — 19. Wharfe.

18° *Charnwood Forest et hauteurs de Lincolnshire*

Cette région est bornée à l'ouest par la ligne de partage des eaux de la mer du Nord et du canal de Bristol, qui part du High Peak dans la chaîne Pennine, et au sud par celle d'entre Welland et Trent au nord et Nen au sud.

Les séismes y sont relativement peu fréquents. Dans le S.-W. se voit aux environs de Birmingham un groupe d'épicêtres au milieu du carboniférien. Leur instabilité relative peut être attribuée aux dislocations locales et nombreuses résultant du relèvement de ce terrain contre les derniers vestiges de la chaîne Pennine, dès longtemps rabotée par la dénudation.

D'après les études de Davison les séismes de Leicester sont dus à une faille anticlinale de date précarboniférienne et dont les glissements n'auraient pas encore cessé.

Le même sismologue attribue le tremblement de terre du 28 janvier 1898 au groupe de failles de Kelton et de Duddington, tangentes à l'aire ébranlée. Cela me paraît très problématique. J'ai bien montré ailleurs (*Essai sur le rôle sismogénique des principaux accidents géologiques*, BEITRÄGE ZUR GEOPHYSIK, Bd. VI, 1903) que dans certains cas un effort tectonique peut ne pas coïncider avec une faille qu'il a ouverte ou avec une ligne d'épicêtres à laquelle il donne naissance, mais on ne saurait aller jusqu'à

admettre entre l'effort et l'aire ébranlée un écart tel que celui-là soit tout juste tangent à celle-ci.

1. Abbots Bromley. — 2. Barnage. — 3. Beaston, 2. — 4. Brewood, 2. —
5. Burley. — 6. Burton-on-Trent. — 7. Camphill. — 8. Charnwood Forest. —
9. Corby. — 10. Derby. — 11. Dudley. — 12. East Retford. — 13. Glanford. —
14. High Peak. — 15. Iverness. — 16. Kirton-in-Lindsay, 2. — 17. Lincoln, 2. —
18. Lincolnshire. — 19. Mansfield. — 20. Nottingham, 2. — 21. Staffordshire. —
22. Stamford, 4. — 23. Wallsall. — 24. Willenham, 2. — 25. Wolverhampton. —
26. Woodhouse Eaves, 2.

19° *Bassin de la Severn*

Géographiquement cette région est bien définie; mais géologiquement elle l'est beaucoup moins bien, puisque le terrain carbonifère y repose sur le silurien et qu'une bande de vieux grès rouge, dépendant en réalité de la chaîne calédonienne, l'accompagne dans les comtés d'Hereford et de Brednock.

D'importants séismes à grande aire d'action se sont plusieurs fois manifestés dans les comtés d'Hereford et de Shrop. A défaut des derniers plissements calédoniens, qui viennent mourir dans l'ouest de la région, et qui éteints partout ne sauraient être invoqués ici, les dislocations du terrain carbonifère relevé contre eux suffisent à donner raison de cette instabilité, sans aucune intervention des efforts tectoniques correspondant aux anciens et importants phénomènes éruptifs du pays de Galles. A propos du grand tremblement de terre du 17 décembre 1896, Davison met en jeu un relèvement de deux anticlinaux siluriens, celui de Woodhope au N.-E. du foyer d'Hereford et celui de May Hill au sud de celui de Ross.

On a signalé un exhaussement moderne des terres basses de l'estuaire de la Severn, mais ce phénomène ne paraît avoir aucune relation sismique.

1. Bredwardine. — 2. Broseley, 4. — 3. Bytown. — 4. Coalbrook-Dale. —
5. Galway, 6. — 6. Gloucester. — 7. Gloucestershire. — 8. Glousoy, 2. — 9. Hereford, 13. — 10. Herefordshire. — 11. Kinnaston. — 12. Leamington. — 13. Ledbury. — 14. Middle. — 15. Pembridge, 2. — 15. Shrewsbury. — 17. Shropshire. —
18. Stretton. — 19. Wenlock. — 20. Worcester.

20. — *Anglican Heights.*

Cette région comprend le bassin de l'Ouse et des autres rivières qui se jettent dans le sud du Walsh. Aussi participe-t-elle à la très grande stabilité des plaines orientales anglaises, doucement relevées contre les derniers et insignifiants reliefs méridionaux de la chaîne Pennine rabotée. Comme partout ailleurs, quelques séismes doivent leur origine à des dislocations locales dont l'étude doit être réservée aux sismologues indigènes, sans pouvoir entrer dans un travail d'ensemble comme celui-ci.

Le Walsh et les Fens sont les vestiges d'un grand estuaire marin. Mais à l'époque glaciaire, le pays était émergé et faisait partie d'une plaine continue de débris réunissant l'Angleterre et l'Allemagne du Nord et au travers de laquelle s'est ouverte la mer du Nord. Ces derniers mouvements n'ont laissé aucune trace d'instabilité sismique, comme on l'a déjà fait remarquer bien des fois.

1. Beccles. — 2. Bedford. — 3. Cambridge. — 4. Crick. — 5. Ely, 2. — 6. Hopton. — 7. Northampton, 2. — 8. Iaxley.

21° *Weald et Downs. Ile de Wight.*

Cette région comprend le bassin de la Tamise et la côte de la Manche depuis Folkestone jusqu'à l'extrémité occidentale de l'île de Wight.

Au point de vue géologique, elle est caractérisée par le bombement du Weald et par des plis armoricains qui s'étendent des Mendip Hills au Boulonnais par dessous le Pas-de-Calais, détroit qui n'est qu'une tranchée ouverte à une époque très récente entre la France et l'Angleterre et au travers de terrains qui se correspondent exactement de rive à rive. Cette continuité géologique entre ces deux pays, déjà soupçonnée dès 1855 par Godwin-Austin, qui y voyait la possibilité et même la probabilité de retrouver les couches de houille sous Londres et ses environs, a été depuis complètement confirmée par de nombreux et éminents géologues. Les Downs sont ces ridements armoricains qui enserrent le Weald et présentent leur talus abrupt vers le

nord. Et ces plissements ont affecté les sédiments postcarbonifériens qui dans le S.-E. de l'Angleterre et le N.-W. de la France se sont déposés dans une mer ouverte à l'est et baignent la côte orientale du vieux continent atlantique. Ces terrains ont subi de nombreuses vicissitudes dont la plus remarquable est celle du bombement wéaldien, postérieurement arasé et dénudé. Les Downs du nord et du sud sont les plus importantes de ces rides armoricaines et leur direction s'infléchit de plus en plus vers le S.-E. à mesure qu'on s'avance vers le sud.

Il est manifeste sur la carte que les centres d'instabilité sont liés à ces plissements et cela d'autant plus clairement que leurs prolongements français dans le pays de Bray et le Boulonnais renferment aussi des épïcêtres d'une certaine importance, comme on le verra dans la seconde partie de ce travail.

En outre, des failles transversales traversent le Weald, et l'une d'elles, au moins celle dite de Medina dans l'île de Wight, a pu être très vraisemblablement considérée comme ayant donné lieu à d'importants séismes conjointement avec le plissement armoricain qui traverse cette île. C'est dans ce sens qu'on peut admettre l'opinion d'O'Reilly qu'une importante ligne sismique traverse l'Angleterre sud-orientale en reliant la côte méridionale du Pays de Galles à l'embouchure de la Somme. Cette ligne est précisément le prolongement des Mendip Hills par l'intermédiaire des South-Downs.

Londres, comme capitale, accuse un assez grand nombre de secousses à épïcêtres véritablement inconnus, mais qui venaient probablement des North Downs ou du Weald.

En résumé, les séismes de cette dernière région reconnaissent trois causes efficientes principales; les plissements armoricains prolongés jusqu'en France sous toute la série sédimentaire; les failles transversales qui les disloquent; enfin le bombement wéaldien. L'influence particulière des plissements est confirmée par ce fait que leurs prolongements continentaux jusqu'à l'Erz-Gebirge et la Bohême, où ils sont connus sous le nom d'hercyniens ou de varisciques, sont jalonnés d'épïcêtres, jouissant partout, comme en Cornouailles et en Bretagne, du caractère d'être plus nombreux que riches en secousses.

1. Abingdon. — 2. Adderbury. — 3. Aford-House, 2. — 4. St-Albans. —
5. Arundel. — 6. Bromby. — 7. Chelsea. — 8. Chichester, 9. — 9. Chichester Harbour, 2. — 10. A quelques milles au N.-W. de Chichester. — 11. Chulford. —
12. Dorking. — 13. Eltham, 2. — 14. Ennsworth. — 15. Essex County. —
16. Folkestone. — 17. Gosport, 2. — 18. Headley. — 19. Hampshire County. —
20. Hastings. — 21. Havervill. — 22. Hertfordshire, 2. — 23. Horsham. —
24. Kent County, 2. — 25. Leden. — 26. Lewes. — 27. Lindfield et East Grinstead. — 28. Londres, 12. — 29. Malborough Hills. — 30. Maresfield, 2. —
31. Molesby. — 32. Oxfordshire. — 33. Portsmouth, 2. — 34. Sandwich. —
35. South Downs. — 36. Stepney. — 37. Sudbury, 2. — 38. Sussex County. —
39. Waltham. — 40. Worthing, 3. — 41. Wivenhoe.

NOTE

Le tableau récapitulatif ci-joint fait ressortir les nombres de tremblements de terre et d'épicentres relatifs à chacune des trois grandes divisions géologiques et des 21 régions sismiques particulières. Plusieurs de ces dernières ont donc dû être partagées, puisque pour les raisons données au début elles ne coïncident pas exactement avec les unités géologiques. Si l'on compare les résultats numériques en défalquant les 443 séismes de Comrie, cas tout à fait exceptionnel et anormal de nature à masquer la vue d'ensemble de la répartition des phénomènes, on a le tableau suivant :

		Épicentres.	Séismes.
Territoire des plissements	Armoricains	185	335
	Calédoniens	132	333
Plaines orientales anglaises		117	168

Les plissements armoricains sont caractérisés par des épicentres nombreux et moyennement riches en séismes, jalonnant leurs principales rides ; ils se répartissent assez régulièrement sur toute la surface occupée. Au contraire, les territoires des plissements calédoniens se distinguent par des épicentres moins nombreux et parmi eux un certain nombre très riches en séismes sont en relation évidente avec les principales fractures. En outre de grandes aires sont absolument indemnes de tout choc. Enfin les plaines orientales anglaises présentent des épicentres assez régulièrement disséminés, mais tous très pauvres en séismes et partant sans importance.

La carte schématique confirme ces conclusions, toutes en concordance avec les considérations détaillées exposées dans le

texte, la signification des chiffres n'ayant guère de valeur au regard de la répartition.

Tableau du nombre d'épicentres et séismes correspondants

	Régions séismiques.	Épicentres.	Séismes.		Régions séismiques.	Épicentres.	Séismes.
Territoire des plissements calédoniens.	I	2	5	Territoire des plissements armoricains	XII (**)	5	9
	II				XIII (**)	14	35
	III	11	14		XIV	58	88
	IV	36	168		XV	86	166
	V	5	7		XXI (**)	22	37
	VI	22	481			185	335
	VII	11	15	Territoire des plaines orientales anglaises	XVI	33	58
	VIII	12	22		XVII	19	24
	IX	8	13		XVIII (**)	25	36
	X	3	4		XIX (*)	13	17
	XI				XX	8	9
	XII (*)	6	8		XXI (*)	19	34
	XIII (*)	10	14			117	168
	XIV (**)	7	25				
			Mal déterminés.		3	104	
			Totaux		438	1383	
		133	776				

(*) Nord de la région.

(**) Sud de la région.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	1
La chaîne Calédonienne	5
La chaîne Armoricaîne	6
Les plaines orientales Anglaises	7

CHAPITRE PREMIER

La chaîne Calédonienne

1° Les îles Shetlands	8
2° Les Hébrides	9
3° Rivage oriental du Minch, ou versant occidental des Highlands	10
4° Canal Calédonien, ou Grand Glen, ou Loch Ness	12
5° Versant nord des Grampians	15
6° Grampians du nord, ou Perthshire	15
7° Grampians du sud et Cantyre	16
8° Dépression des Firth of Clyde et Firth of Forth, ou Lowlands	17
9° Southern Uplands écossais et Cheviots	20
10° Irlande septentrionale	21
11° Plaine du Shannon	22
12° Irlande méridionale	22
13° Pays de Galles	24

CHAPITRE II

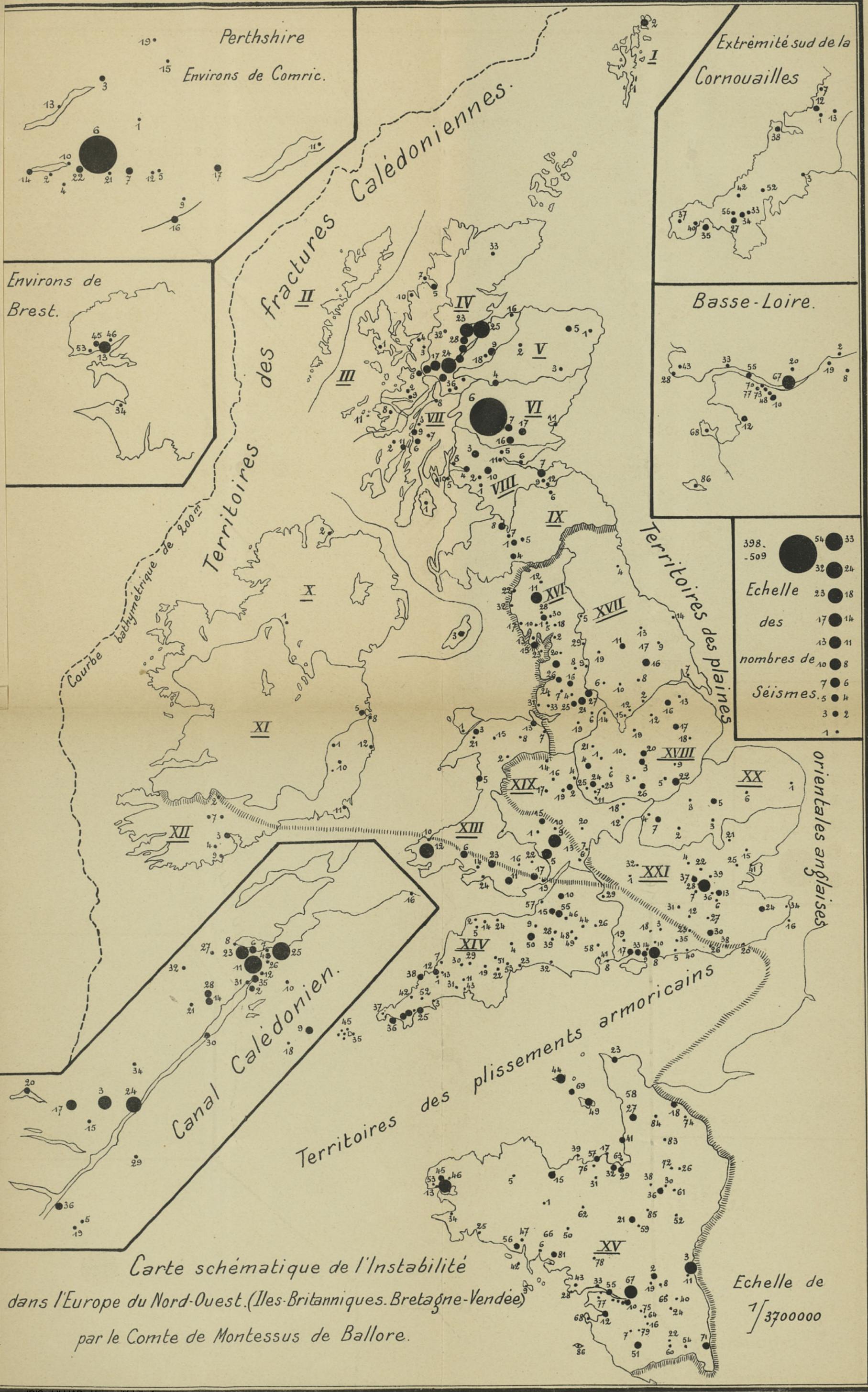
La chaîne Armoricaîne

14° Cornouailles	26
15° Bretagne, Cotentin et Vendée, ou massif armoricaîn français.	29

CHAPITRE III

Les plaines orientales Anglaises

16° Région des lacs	38
17° Des Cheviots à l'Humber	39
18° Charnwood Forest et hauteurs du Lincolnshire	40
19° Bassin de la Severn	41
20° Anglican Heights	42
21° Weald et Downs. Ile de Wight	42
Tableau du nombre d'épicentres et de séismes correspondants	46



Carte schématique de l'Instabilité dans l'Europe du Nord-Ouest. (Iles Britanniques. Bretagne-Vendée) par le Comte de Montessus de Ballore.

Echelle de 1/370000