



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

DOSSIER PUBLIC 2848

Stabilité relative des terrains meubles
dans la région de la Petite rivière
de la Baleine, Québec nordique

C. Bégin, S.J. Paradis,
M. Parent, Y. Michaud

1994



Stabilité relative des terrains meubles dans la région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique

Christian BÉGIN, Serge J. PARADIS, Michel PARENT et Yves MICHAUD

1994



**Centre géoscientifique de Québec / Quebec Geoscience Centre
Commission géologique du Canada / Geological Survey of Canada
Ressources naturelles Canada / Natural Resources Canada**

Dossier public / Open file

2848

Résumé

La stabilité relative des versants meubles de la région de la Petite rivière de la Baleine a été évaluée en intégrant les informations géologiques, géomorphologiques ainsi que celles fournies par la croissance radiale des arbres (indices d'excentricité). Les données recueillies ont permis de diviser le territoire en différents contextes environnementaux et de leur assigner un indice d'instabilité reflétant autant les situations actuelles que potentielles. Une cartographie à 1:100 000 de la stabilité relative des terrains a ainsi pu être produite pour la région couverte par le feuillet 33 N/NW - NE. Les secteurs les plus instables et les plus exposés aux mouvements de versants sont concentrés dans la zone d'invasion tyrrellienne. Ils regroupent les terrasses argileuses disséquées par le ravinement, les terrasses littorales surmontant des dépôts argileux ainsi que les zones d'argiles remaniées par les mouvements de masse. Les risques de mouvements de terrain extensifs (respectivement, le ravinement massif, les glissements rétrogressifs et les coulées boueuses) sont restreints à ces trois secteurs. Les mouvements de masse dans les matériaux glaciaires sont peu fréquents; ils affectent essentiellement le versant nord des drumlins et prennent la forme de décrochements pelliculaires.

Table des matières

RÉSUMÉ	I
TABLE DES MATIÈRES	II
LISTE DES TABLEAUX	III
LISTE DES FIGURES	III
INTRODUCTION	1
RÉGION D'ÉTUDE	2
MÉTHODES	5
LES CRITÈRES D'ÉVALUATION DE LA STABILITÉ ET SITES D'ÉCHANTILLONNAGE.....	5
EXCENTRICITÉ DE LA CROISSANCE RADIALE DES ARBRES	10
ÉLABORATION DES CLASSES D'INSTABILITÉ.....	11
RÉSULTATS	12
EXCENTRICITÉ DE LA CROISSANCE DES ARBRES.....	12
CLASSES DE STABILITÉ	17
<i>Classe 1: Très instable</i>	17
<i>Classe 2: Instable</i>	19
<i>Classe 3: Moyennement instable</i>	21
<i>Classe 4: Légèrement instable</i>	24
<i>Classe 5: Stable</i>	28
APPLICATION LOCALE DE LA CLASSIFICATION DES ZONES D'INSTABILITÉ.....	29
CONCLUSIONS	32
REMERCIEMENTS	33
RÉFÉRENCES	33

**ANNEXE 1: CROISSANCE EN DIAMÈTRE ET EXCENTRICITÉ DE LA CROISSANCE
RADIALE DES ARBRES ÉCHANTILLONNÉS SUR LES SITES DE CONTRÔLE**

ANNEXE 2: CARACTÉRISTIQUES GRANULOMÉTRIQUES DES DÉPÔTS.

Liste des tableaux

Tableau 1: Les indicateurs de stabilité utilisés.	6
Tableau 2: Sites de contrôle et d'échantillonnage	7
Tableau 3: Exemple de fiche technique de terrain	9
Tableau 4: Valeurs moyennes de l'excentricité de la croissance radiale des arbres - moyennes individuelles et moyennes des sites.....	14

Liste des figures

Figure 1: Localisation de la région étudiée et des sites d'échantillonnage	3
Figure 2: Exemple d'analyse du patron de croissance individuel (PB-11-8) présentant son accroissement diamétrique (histogramme à la base) et son excentricité radiale correspondant à la proportion (en %) de la croissance radiale du côté où l'arbre est incliné par rapport à la croissance diamétrale.	13
Figure 3: Terrasse argileuse intensément disséquée par un ravinement massif dans le secteur aval de la Petite rivière de la Baleine.	18
Figure 4: Grande coulée boueuse ayant affectée la zone de fluage d'un glissement rétrogressif dans le secteur aval de la Petite rivière de la Baleine.	20
Figure 5: Glissement rétrogressif ancien dans les sables littoraux sur argiles; embouchure de la Petite rivière de la Baleine.	21
Figure 6: Pales minérales avec couverture tourbeuse au sud de la Petite rivière de la Baleine. Les zones d'affaissement sont concentrées sur le pourtour des mares de thermokarst.....	22
Figure 7: Décrochements pelliculaires sur le versant nord d'un drumlin dans la région du lac de Gannes.	23
Figure 8: Zone d'eskers dans la partie sud-est du territoire. Les phénomènes d'instabilité y sont très localisés et plus actif après le passage d'un feu.	25
Figure 9: Petit talus taillé dans une plaine d'épandage fluvioglaciaire et localement réactivé par des décrochements pelliculaires mineurs.	26
Figure 10: Zone d'entaillement dans une plaine d'épandage deltaïque. Ici un versant exposé au nord et particulièrement affecté par des décrochements pelliculaires.....	27
Figure 11: Environnements typiquement associés à la classe 4d. Les versants argileux à pente faible sont soumis à un peu de reptation ; décrochements mineurs le long des ruisseaux.	28
Figure 12: Application des classes de stabilité à l'échelle locale. Les schémas 1 à 4 représentent différents contextes régionaux typiques de la zone d'invasion marine (1 et 2) jusqu'aux paysages glaciaires (4).	31

Introduction

En 1992, le Centre géoscientifique de Québec a initié un projet de recherche pilote qui concerne l'étude des environnements et des processus géomorphologiques et géochimiques en Hudsonie, dans un secteur charnière sur les plans bioclimatique et géomorphologique. Une partie de la région étudiée sera éventuellement affectée par un méga-projet d'aménagement hydroélectrique. La première étape du projet pilote a consisté à établir une base de données intégrées sur la géologie et la géochimie des formations superficielles, la pédogéochimie, la stabilité des terrains, la distribution et les caractéristiques du pergélisol (Parent et Paradis, 1994; Michaud *et al.*, 1994; Bégin *et al.*, ce rapport). Le cas échéant, ces informations serviront de canevas de référence à des études thématiques sur la dynamique des processus géomorphologiques et géochimiques.

Le présent rapport fait état des premières données de base recueillies sur la stabilité des terrains meubles et les mouvements de masse qui y sont associés. La côte est de la baie d'Hudson est en effet une région propice à différents phénomènes d'instabilité des versants, notamment dans le secteur situé sous la limite de l'invasion tyrrellienne où d'épais dépôts argileux ont été laissés dans le fond des vallées et des dépressions structurales. Les terrasses bordant l'estuaire de la Grande rivière de la Baleine sont profondément disséquées par d'importants glissements rétrogressifs qui se sont produits au cours des 2000 dernières années (Bégin et Fillion, 1987). Plus au nord, le secteur aval de la rivière Second et surtout de la Petite rivière de la Baleine ont également été affectés par de grands glissements rétrogressifs au cours de la même période si l'on en juge par la morphologie des zones de glissements. Dans le cas de la Petite rivière de la Baleine, le ravinement massif extensif dans les argiles, les décrochements pelliculaires dans les sables littoraux et deltaïques ainsi que la dynamique du pergélisol jouent également un rôle majeur dans l'évolution des versants meubles. Mais les phénomènes d'instabilité et les mouvements de versant ne sont pas confinés à la seule zone d'invasion marine; on en retrouve également dans les terrains glaciaires, notamment dans les zones de till épais où les versants nord des drumlins sont affectés par des décrochements pelliculaires (Quinty et Fillion, 1989) ou encore

dans les zones d'entaillement des deltas fortement sujettes à d'importants glissements pelliculaires.

Dans le contexte des aménagements hydroélectriques projetés par la société d'état Hydro-Québec, il apparaît important d'évaluer et de caractériser l'état de la stabilité des différents types de terrains présents dans la région, non seulement sur la base des paramètres géotechniques habituels (déjà étudiés par le promoteur) mais également en utilisant des critères qui permettent de poser un diagnostic global. Les objectifs de cette étude sont donc 1) d'élaborer une méthodologie qui intègre les informations géologiques, géomorphologiques et écologiques de façon à caractériser les environnements régionaux en termes de stabilité de versants, 2) d'établir une classification de la stabilité des terrains pour l'ensemble du territoire et, 3) de produire une cartographie à 1:100 000 de la stabilité relative des terrains sur la base de cette classification.

Région d'étude

La région à l'étude s'étend entre les latitudes 55° 30' et 56° N et les longitudes 76° et 77° 30' W (figure 1). Elle couvre un territoire de près de 3800 km² défini par le feuillet cartographique 33 N/NW - NE à 1:100 000. La région a été sélectionnée parce qu'elle représente un intérêt particulier sur le plan de l'aménagement des ressources hydroélectriques mais surtout parce qu'elle constitue un territoire de transition entre plusieurs zones géologiques et bioclimatiques.

La région fait partie du grand plateau laurentidien d'âge archéen, à composition surtout granito-gneissique (Stockwell *et al.*, 1968; Ciesielski, 1983; Chandler, 1988); la côte est occupée par une série de cuestas d'âge protérozoïque qui forme un archipel dans le secteur sud et qui rejoint le continent en progressant vers le nord. Les cuestas du secteur maritime constituent les reliefs les plus importants de la région avec une altitude pouvant atteindre facilement 400 m; à l'intérieur des terres, le paysage prend la forme d'une vaste pénéplaine dont l'altitude moyenne est comprise entre 220 et 300 m.

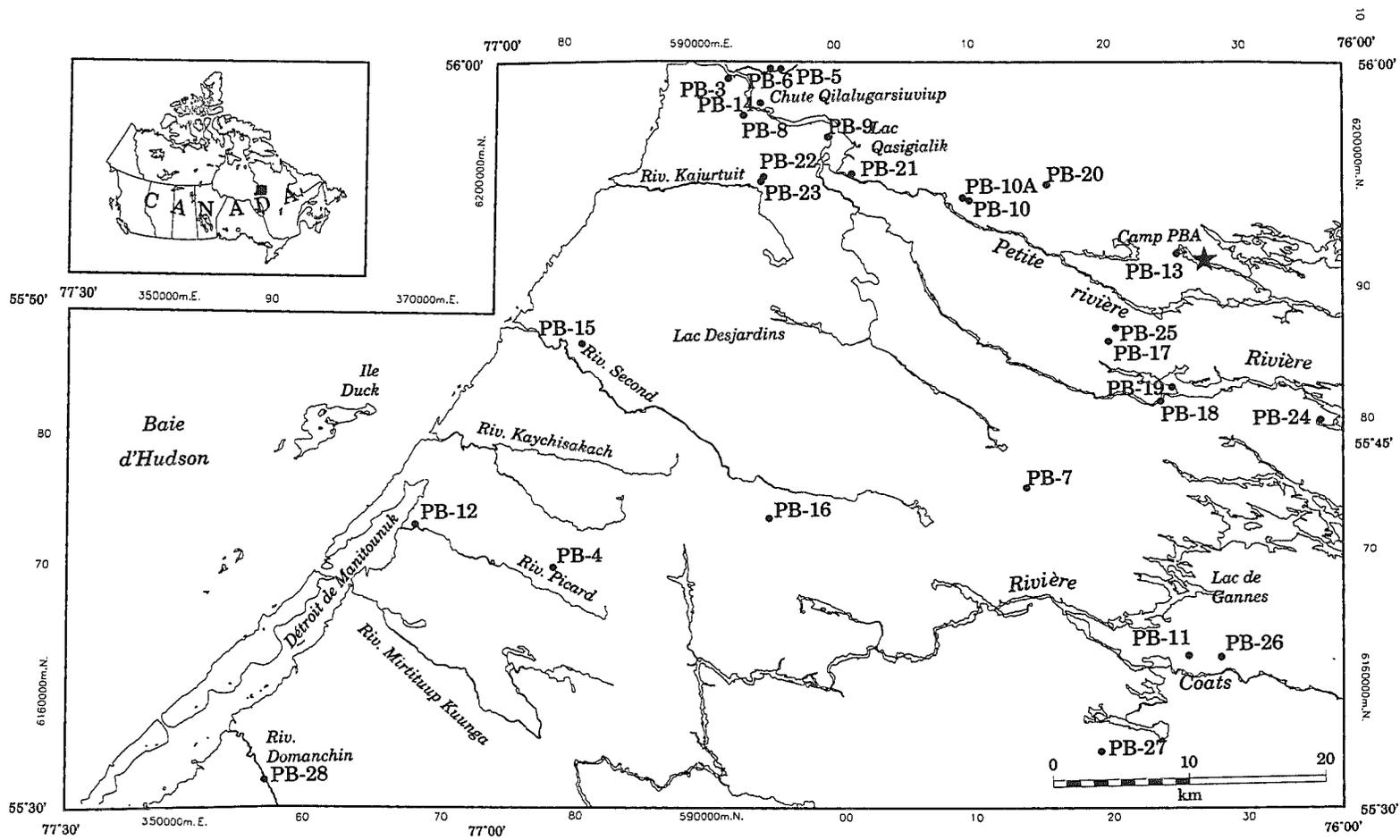


Figure 1: Localisation de la région étudiée et des sites d'échantillonnage

Les travaux disponibles pour la région permettent d'estimer le retrait de la glace laurentidienne dans la région entre 7300 ans BP (cuestas côtières) et 7000 ans BP (150 km à l'intérieur des terres) (Allard et Seguin, 1985; Dyke et Prest, 1989; Vincent, 1989). Au maximum de l'invasion tyrrellienne, la mer a pénétré le continent jusqu'à une limite maximale qui varie de 275 m (cuestas côtières) à 240 m (partie est du territoire) (Parent et Paradis, 1994). Les datations ^{14}C des bases de gyttja et des séquences de tourbe permettent de situer le début de l'exondation du territoire entre 7000 et 6000 ans BP (Allard et Seguin, 1985; Payette, 1993; Gajewski *et al.*, 1994).

Il n'existe pas de station météorologique à l'intérieur de la région étudiée. Les données recueillies aux stations de Kuujuarapik (55° 17'N) et d'Inukjuak (58° 30'N) nous permettent cependant d'estimer la situation météorologique dans le secteur à l'étude. À Kuujuarapik, la température moyenne annuelle est de -4,3°C et les précipitations totales annuelles atteignent 660 mm. En revanche, à Inukjuak, la température moyenne annuelle est de -7,2°C alors que la précipitation totale annuelle est de l'ordre de 348 mm. Dans les deux cas, environ 40% des précipitations tombent sous forme de neige (Wilson, 1968).

La région à l'étude regroupe trois zones distinctes sur le plan de l'activité périglaciaire. Dans le secteur côtier, le pergélisol est discontinu et dispersé (< 50%); il est principalement confiné aux zones argileuses où il se manifeste sous forme de champs de paises (Allard et Seguin, 1987; Michaud *et al.*, 1994). La partie intérieure du territoire se divise en deux; au sud de la Petite rivière de la Baleine le pergélisol est sporadique et occupe moins de 2% du territoire alors qu'au nord, il est discontinu, dispersé (< 50%) et occupe généralement le sommet des collines dénudées.

Le secteur nord de la région à l'étude fait partie de la toundra forestière (sous-zone forestière); une large zone de transition entre la forêt boréale et la toundra arctique où la forêt est confinée aux stations les plus protégées (Payette, 1983). Le long de la côte, celle-ci se prolonge vers le sud en raison de l'effet refroidissant de la baie d'Hudson. Le secteur maritime de la toundra forestière correspond au domaine de l'épinette blanche (*Picea glauca* (Moench) Voss) dont l'ubiquité est attribuable à la fréquence élevée de brouillard le long de la côte (Payette, 1975). La partie intérieure, au sud de la Petite rivière de la Baleine, correspond au secteur nord de la forêt boréale

caractérisé par une couverture forestière continue. L'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) domine largement le domaine continental; elle partage cependant les stations humides avec le mélèze (*Larix laricina* (Du Roi) K. Koch). Le passage des feux de forêt est manifeste dans presque tous les milieux de la toundra forestière et de la forêt boréale. La mosaïque que forme le couvert forestier (surtout dans la toundra forestière) est le reflet direct de l'influence des feux naturels dans la région. Payette *et al.* (1989) ont montré que le nombre de feux ainsi que leur fréquence et leur étendue diminuent en progressant vers le nord. La période de rotation des feux a été évaluée à 100 ans dans le secteur nord de la forêt boréale et à 180 ans dans la partie sud de la toundra forestière (Payette *et al.*, 1989).

Méthodes

LES CRITÈRES D'ÉVALUATION DE LA STABILITÉ ET SITES D'ÉCHANTILLONNAGE

Plusieurs méthodologies ont été développées afin d'évaluer la susceptibilité des sols aux phénomènes d'instabilité. Même si une revue complète des travaux qui y ont été consacrés ne s'inscrit pas dans le cadre de ce rapport, soulignons que dans tous les cas, les auteurs s'entendent pour dire qu'une telle évaluation comporte une part importante de subjectivité liée aux compétences individuelles des chercheurs. Il est évident que, malgré l'utilisation de paramètres précis, la définition de zones, de limites ou de classes demeure toujours un choix discutable puisqu'elle implique l'intégration de connaissances individuelles correspondant à la perception du chercheur. Quoi qu'il en soit, dans la plupart des cas (e.g. Humbert, 1974; Lebuis et Rissmann, 1977; Lajoie, 1981; Lebuis *et al.*, 1982), les critères utilisés sont essentiellement de nature géologique (minéralogie, granulométrie, etc.), géotechnique (limite de liquidité, résistance au cisaillement, etc.) et, dans certains cas, géomorphologique (présence de cicatrices, marques d'érosion, etc.) et ne s'appliquent qu'aux matériaux fins (silts et argiles). Les deux premiers groupes de critères s'avèrent précieux lorsqu'il s'agit de caractériser le potentiel de rupture des différents matériaux mais fournissent peu

d'informations sur l'instabilité effective, observée, des dépôts. Or, en toute logique, un des meilleurs indicateurs de l'instabilité d'un site donné demeure les signes de mouvements de versants que l'on peut effectivement y observer.

Dans le cas du présent travail la méthodologie a été définie et adaptée de façon à répondre aux trois principaux objectifs définis en introduction. Les indicateurs (critères) utilisés pour évaluer et classifier la stabilité des terrains sont de trois ordres: géologiques, géomorphologiques et biologiques (Tableau 1).

Tableau 1: Les indicateurs de la stabilité utilisés.

GÉOLOGIQUES	GÉOMORPHOLOGIQUES	ÉCOLOGIQUES
Nature du dépôt	Présence de pergélisol	Caractéristiques du couvert végétal
Caractéristiques stratigraphiques	Pente moyenne des versants	Densité de la forêt
	Exposition à l'érosion	Évidence de feux de forêts
	Mouvements de versant actifs	Date du dernier feu
	Mouvements de versant reliques	Instabilité des arbres (excentricité)
	Intensité du ruissellement	
	Épaisseur du couvert nival	

Parmi ces indicateurs, certains font référence à des situations ou facteurs qui prédisposent les versants à des mouvements de terrain; dans certains cas, leur rôle potentiel dans le déclenchement de mouvements est bien connu (e.g. nature du dépôt, exposition à l'érosion, ruissellement), alors que dans d'autres cas, leur rôle a été moins étudié; c'est le cas par exemple de la couverture nivale, de la présence du pergélisol, de la nature du couvert végétal ou encore le passage d'un feu de forêt. Dans un contexte nordique, ces facteurs sont cependant susceptibles de jouer un rôle prépondérant. Un second groupe d'indicateurs permet d'évaluer et de mesurer directement l'instabilité effective des terrains; c'est le cas de la présence de mouvements de masse mais également de l'excentricité de la croissance radiale des arbres stabilisant les versants meubles. L'utilisation de la croissance de arbres comme indicateur de l'instabilité du substrat est détaillée plus loin dans le rapport.

Une analyse détaillée des photographies aériennes a permis de diviser le territoire en différents contextes environnementaux sur la base des critères définis plus haut. Le premier critère de discrimination est la nature des dépôts. La cartographie des formations superficielles de la région (Paradis et Parent, 1994) a alors été utilisée comme document de base. Par la suite, les autres critères ont été combinés un à un à la nature du dépôt de façon à circonscrire la plupart des contextes présents sur le territoire considérant toujours les limites techniques de l'échelle cartographique visée. Il est évident que toutes les combinaisons possibles de facteurs ne sont pas représentées dans la région, en fait, une vingtaine de contextes ont été définis (par exemple: dépôt argileux épais non pergélisolé, exposé à l'activité fluviale mais sans mouvements de versant apparents). Vingt-six sites d'échantillonnage ont été sélectionnés de façon à couvrir toutes les situations définies; certains contextes ont été échantillonnés à plus d'une reprise en raison d'une situation particulière (e.g. mouvements actifs, feu récent, etc.). La conformité des sites d'échantillonnage a été vérifiée sur le terrain lors d'un survol aérien. La localisation des sites d'échantillonnage est présentée à la figure 1 et leur description apparaît au tableau 2.

Sur le terrain, chacun des sites a fait l'objet d'une description détaillée en fonction des critères pré-établis. Les informations sont compilées sur une fiche technique dont un exemple apparaît au tableau 3. De dix à vingt arbres ont été échantillonnés au hasard sur la section de versant contrôlé pour fins d'analyse de l'excentricité de la croissance radiale des arbres. Les échantillons sont prélevés sous forme de section transversale, généralement à 30 cm du collet. L'orientation et le sens de la pente sont indiqués directement sur l'échantillon. Dans le cas des sites ayant subi le passage récent d'un feu (≤ 100 ans), quelques individus présentant des cicatrices de feu sont échantillonnés pour fins de datation; de plus, des individus subfossiles et d'autres associés à la régénération après-feu sont échantillonnés dans le but d'étudier l'effet du feu sur l'instabilité du versant. Enfin, un échantillon de sol minéral a été prélevé pour les analyses granulométriques.

Tableau 2: Sites de contrôle et d'échantillonnage

	Latitude	Longitude	Contexte
PB-3	55° 59' 26" N	76° 43' 33" W	Terrasse marine sableuse sur argile
PB-4	55° 39' 40" N	76° 55' 08" W	Vallée argileuse (pente faible)
PB-5	55° 59' 51" N	76° 39' 47" W	Argile remaniée (coulée)
PB-6	55° 59' 52" N	76° 40' 32" W	Argile remaniée (glissement rétrogressif)
PB-7	55° 42' 57" N	76° 22' 07" W	Till silteux épais (drumlin)
PB-8	55° 57' 57" N	76° 42' 27" W	Terrasse marine sableuse sur argile
PB-9	55° 57' 05" N	76° 36' 25" W	Argile très ravinée - stabilisée
PB-10	55° 54' 33" N	76° 26' 18" W	Argile ravinée - ravinement massif actif
PB-10A	55° 54' 39" N	76° 26' 46" W	Argile ravinée - ravinement massif actif
PB-11	55° 36' 09" N	76° 10' 41" W	Till épais sur roc sans formes drumlinisées
PB-12	55° 41' 24" N	77° 05' 33" W	Terrasse littorale soulevée - bord de mer
PB-13	55° 52' 27" N	76° 11' 37" W	Plaine fluvioglaciaire - zone d'entaillement
PB-14	55° 58' 27" N	76° 41' 15" W	Sables marins sur argile (ravin stabilisé)
PB-15	55° 48' 48" N	76° 53' 51" W	Argile remaniée (glissement rétrogressif)
PB-16	55° 41' 42" N	76° 40' 22" W	Terrasse littorale soulevée - intérieur
PB-17	55° 48' 57" N	76° 16' 23" W	Plaine fluvioglaciaire - esker
PB-18	55° 46' 31" N	76° 12' 43" W	Terrasse deltaïque sur roc- non érodée
PB-19	55° 47' 05" N	76° 11' 55" W	Couverture mince de till sur roc
PB-20	55° 55' 11" N	76° 20' 48" W	Terrasse deltaïque sur roc- érodée
PB-21	55° 55' 37" N	76° 34' 41" W	Terrasse deltaïque sur argile - non érodée
PB-22	55° 55' 29" N	76° 40' 58" W	Argiles pergélisolées avec couverture tourbeuses - palses
PB-23	55° 55' 17" N	76° 41' 10" W	Argiles pergélisolées - Buttes minérales allongées sur pente faible
PB-24	55° 45' 43" N	76° 01' 32" W	Versants sud de drumlin dans zone de till épais - décrochements récents
PB-25	55° 49' 29" N	76° 15' 53" W	Versant nord de drumlin dans zone de till épais - sans décrochement apparent
PB-26	55° 36' 05" N	76° 08' 25" W	Mince placage de till sur roc - feu 1955
PB-27	55° 32' 17" N	76° 16' 46" W	Esker dans matériaux fluvioglaciaires - feu 1921
PB-28	55° 31' 05" N	77° 15' 55" W	Terrasse littorale soulevée sur argile - vallée encaissée

Tableau 3: Exemple de fiche technique de terrain

Date:	Site:	Carte & photo:
Dépôt de surface		
Caractéristiques stratigraphiques		
Contexte général (description de l'interfluve)		
Présence de mouvements de masse (type)		
État du versant (actif/stabilisé)		
Pergélisol et formes associées		
Base du versant (actif/soulevé)		
Pente générale		
Description de la végétation (espèces et recouvrement)		
Hauteur de neige estimée (terrasse - versant)		
Indice de feux (âge estimé-échantillonnage)		
Échantillonnage dendro (nombre, description, etc.)		
Échantillonnage du dépôt		
Notes		

EXCENTRICITÉ DE LA CROISSANCE RADIALE DES ARBRES

Les possibilités d'application de l'analyse dendrochronologique à l'étude du dynamisme des processus géomorphologiques (dendrogéomorphologie, *sensu* Alestalo, 1971) sont bien connues. Dans le cas des mouvements de masse, l'analyse des cernes de croissance des arbres a permis de dater avec précision des glissements de terrain (Bégin et Fillion, 1985; 1988; Fillion *et al.*, 1991), des coulées de débris (Shroder, 1978), des avalanches (Potter, 1969; Mears, 1975; Burrows et Burrows, 1976; Carrara, 1979;) ainsi que des mouvements associés à la dynamique du pergélisol (Zoltaï, 1975; Laprise et Payette, 1988). Dans la plupart des cas, c'est la formation de bois de réaction (Scurfield, 1973), associé à l'inclinaison subite des arbres, qui permet de dater les phénomènes d'érosion (Shroder, 1980). La perte d'équilibre géotropique de l'arbre, responsable du développement d'une telle structure anatomique, peut être également causée par des mouvements de terrain lents, difficilement perceptibles à l'oeil nu (reptation, solifluxion, etc.). Ainsi, l'analyse détaillée de la croissance radiale des arbres impliqués dans des mouvements de terrain rapides a permis à certains auteurs de mettre en évidence des phases d'instabilité mineures qui auraient précédé et conditionné le décrochement final du versant (Shroder, 1978; Bégin et Fillion, 1985). L'examen de l'excentricité de la croissance radiale (accompagnant la formation de bois de réaction) permettrait non seulement d'évaluer l'instabilité effective du substrat mais également de fournir des indications sur son potentiel de rupture définitive en révélant l'existence de mouvements de terrain précurseurs.

C'est dans cet optique que nous avons intégré l'excentricité de la croissance radiale des arbres comme paramètre de mesure dans la grille d'évaluation de la stabilité des versants. La méthodologie utilisée pour calculer les indices d'excentricité est celle mise sur pied par Alestalo (1971); elle implique les étapes suivantes:

Un sous-échantillonnage d'en moyenne 5 spécimens par site a été réalisé de façon à réduire les coûts d'analyse. Les échantillons ont d'abord été finement sablés, datés sous une loupe binoculaire (40X) puis mesurés à l'aide d'un micromètre Henson (précision: 0,01 mm). La largeur des cernes est mesurée sur le rayon correspondant au sens de l'inclinaison de l'arbre ainsi que sur le rayon opposé. Chez les conifères, le bois

de réaction est appelé bois de compression et se développe du côté où l'arbre est incliné donc, généralement, dans le sens de la pente. Cependant, il est fréquent que l'instabilité du versant provoque le dérapage des arbres qui s'inclineront alors vers le revers de la pente et qui développeront du bois de réaction dans le même sens.

L'excentricité diamétrale annuelle est évalué en calculant la proportion en pourcentage de la croissance radiale du côté de l'inclinaison de l'arbre par rapport à l'accroissement total en diamètre. Il s'agit donc d'un rapport exprimé en pourcentage et qui permet non seulement d'évaluer l'importance de la formation de bois de réaction directement relié à l'instabilité du substrat (un pourcentage élevé reflète une forte instabilité) mais aussi d'étudier la dynamique temporelle de cette instabilité en déterminant notamment les périodes les plus actives.

ÉLABORATION DES CLASSES D'INSTABILITÉ

L'état général de la stabilité des terrains a été divisé en cinq classes relatives allant de *très instable* (cote 1) à *stable* (cote 5). L'association de chacun des types de terrain rencontrés à une classe d'instabilité est probablement l'étape du travail qui comporte la plus grande part de subjectivité. En fait, l'approche utilisée a été définie de façon à ce que chacune des classes reflète à la fois l'instabilité effective (actuelle) des versants (nature et importance des mouvements observés, excentricité des arbres), leur potentiel de rupture (fréquence des mouvements observés et excentricité des arbres et importance des facteurs d'érosion) ainsi que l'importance des risques géologiques qui y sont associés (ampleur des mouvements observés). Ainsi, par exemple, les terrains cotés 1 sont particulièrement affectés par de fréquents mouvements de masse, leur potentiel de rupture est éminent mais les phénomènes qui risquent de s'y produire sont de moyenne amplitude. D'autre part, les terrains associés à la seconde classe (instable) ne présentent pas une instabilité effective très élevée, leur potentiel de rupture est relativement faible mais les mouvements qui risquent de s'y produire sont de grande amplitude et seraient catastrophiques.

Pour cette raison, la plupart des classes ont été subdivisées en contextes environnementaux distincts de façon à définir le mieux possible les différentes

conditions d'instabilité observées sur l'ensemble du territoire. Ces conditions sont présentées en détail pour chacun des contextes circonscrits.

Résultats

EXCENTRICITÉ DE LA CROISSANCE DES ARBRES

L'accroissement annuel du diamètre ainsi que le patron d'excentricité annuelle de tous les individus analysés sont présentés à l'Annexe 1. La figure 2 illustre la façon dont sont présentés les résultats; il s'agit ici de l'individu PB-11-8. L'histogramme à bâtonnets constituant la base du graphique exprime la croissance annuelle en diamètre de l'arbre et correspond à la somme des valeurs des deux rayons mesurés (R1+R2). Puisque ceux-ci représentent respectivement la croissance radiale maximum et minimum, ces valeurs de croissance en diamètre peuvent être considérés comme des valeurs moyennes. L'histogramme présente donc le patron général de croissance en diamètre de l'arbre indépendamment des anomalies anatomiques qui y sont présentes (e.g. bois de réaction). Sur l'exemple ci-dessous, ce patron montre que les premières années du développement de l'arbre (1778-1820) ont été favorables à sa croissance; par la suite, les conditions de croissance se sont détériorées et sont demeurées difficiles pendant une période d'environ 120 ans. Enfin, la croissance diamétrale montre que la seconde moitié du 20^e siècle a été favorable à une reprise de croissance. D'autre part, l'excentricité de la croissance radiale est présentée par la courbe en trait plein. Elle représente la proportion (en %) de la croissance radiale du côté où l'arbre est incliné par rapport à la croissance diamétrale. Les valeurs se distribuent de part et d'autre du seuil de 50% correspondant à la croissance normale (concentrique). Dans l'exemple ci-dessous, on remarque que la vie de l'individu PB-11-8 a été marquée par quatre périodes distinctes d'inclinaison. Trois de celles-ci sont associées à des mouvements qui ont basculés l'arbre dans le sens de l'inclinaison principale (sens actuel); elles sont centrées sur les années 1802, 1877 et 1970. Entre 1830 et 1840 un mouvement distinct a entraîné la formation de bois de réaction sur le rayon opposé.

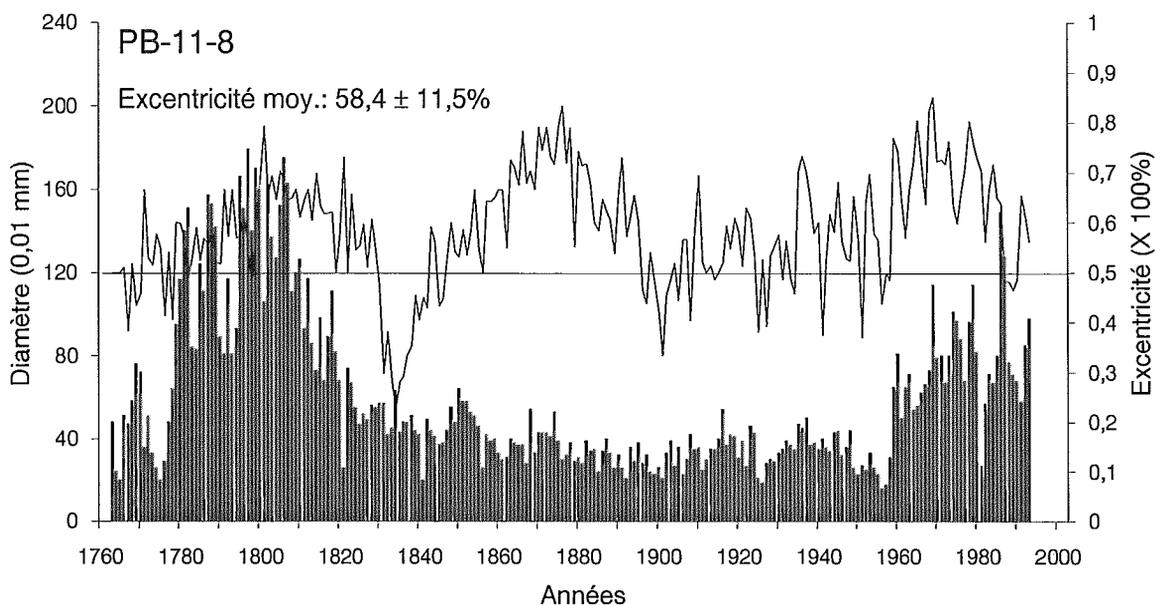


Figure 2: Exemple d'analyse du patron de croissance individuel (PB-11-8) présentant son accroissement diamétrique (histogramme à la base) et son excentricité radiale correspondant à la proportion (en %) de la croissance radiale du côté où l'arbre est incliné par rapport à la croissance diamétrale.

L'analyse détaillée des patrons d'excentricité individuels fera l'objet d'un travail ultérieur. Pour les besoins du présent rapport, une valeur moyenne d'excentricité a été calculée pour chaque individu analysé. La moyenne des valeurs moyennes individuelles a ensuite été établie pour chacun des sites afin de caractériser globalement l'excentricité des arbres dans chaque environnement. Les valeurs individuelles ainsi que les moyennes générales de différents sites échantillonnés sont présentées au tableau 4. Pour des raisons évidentes, les valeurs moyennes que l'on y observe ne rendent pas compte de la variabilité interannuelle et individuelle des valeurs d'excentricité (représentée par les valeurs d'écart-type sur le tableau 4); dans certains cas, les valeurs annuelles sont supérieures à 90%. L'excentricité moyenne des sites varie néanmoins de 52% à 68% traduisant ainsi des différences relativement marquées d'un site à un autre. Les sites dont les arbres présentent une excentricité moyenne élevée (\geq à 62%) correspondent généralement à des dépôts fins (siltos-argileux) parfois

surmontés d'une couverture sableuse ou tourbeuse; le site PB-20 (terrasse deltaïque) fait exception à la règle.

Tableau 4: Valeurs moyennes de l'excentricité de la croissance radiale des arbres - moyennes individuelles et moyennes des sites.

Echantillon	Excentricité moy. individuelle (%)	Ecart-type (%)	Excentricité moy. par site (%)	Ecart-type site (%)
PB-3	Terrasse sable sur argile		65,00	6,76
PB-3A1	75,46	11,75		
PB-3A2	65,49	18,04		
PB-3A3	56,95	7,98		
PB-3A4	62,11	15,04		
PB-4	Vallée argileuse sans pergélisol		52,11	1,39
PB-4-1	51,57	11,44		
PB-4-2	54,02	13,32		
PB-4-3	50,74	9,46		
PB-5	Argile remaniée - coulée		60,38	4,05
PB-5-1	58,44	11,89		
PB-5-10	59,30	16,26		
PB-5-4	60,27	11,74		
PB-5-6	55,93	10,97		
PB-5-7	67,94	13,96		
PB-7	Drumlin - till silteux épais		58,42	4,34
PB-7-1	66,00	12,43		
PB-7-2	58,02	12,67		
PB-7-3	61,01	24,61		
PB-7-5	51,94	7,85		
PB-7-6	57,66	9,93		
PB-7-7	55,91	6,29		
PB-8	Terrasse sable sur argile		57,92	4,60
PB-8-2	58,94	8,00		
PB-8-3	56,57	1,33		
PB-8-4	53,52	6,08		
PB-8-7	54,26	13,79		
PB-8-8	66,29	10,07		
PB-9	Argile raviné - stabilisée		61,13	4,29
PB-9-2	69,03	10,07		
PB-9-3	59,76	17,13		
PB-9-4	61,93	10,72		
PB-9-5	57,35	12,35		
PB-9-7	57,57	16,51		

Tableau 4 (suite)...

PB-11	Till épais sur roc		60,28	5,80
PB-11-1	68,98	13,67		
PB-11-2	56,57	12,01		
PB-11-8	58,38	11,46		
PB-11-9	52,80	9,62		
PB-11-10	64,67	13,08		
PB-12	Terrasse littorale soulevée		59,12	4,39
PB-12-1	56,21	8,91		
PB-12-6	59,48	9,75		
PB-12-7	67,52	8,09		
PB-12-9	56,43	6,80		
PB-12-10	55,98	9,43		
PB-13	Épandage fluvioglaciaire		57,09	4,77
PB-13-5	56,97	6,17		
PB-13-6	63,14	10,14		
PB-13-7	61,55	10,87		
PB-13-8	50,59	7,65		
PB-13-9	53,21	7,11		
PB-14	Sables marins sur argile		63,66	8,04
PB-14-1	58,5	9,16		
PB-14-2	79,11	15,99		
PB-14-6	56,48	9,29		
PB-14-8	63,06	12,62		
PB-14-9	61,15	7,92		
PB-15	Argile remaniée - glissement		58,29	4,25
PB-15-3	60,32	12,24		
PB-15-4	54,14	5,15		
PB-15-5	65,22	18,29		
PB-15-7	58,03	7,52		
PB-15-9	53,73	10,78		
PB-16	Terrasse littorale soulevée		57,87	5,07
PB-16-3	64,68	9,49		
PB-16-5	52,55	5,44		
PB-16-10	56,01	9,57		
PB-16-8	53,05	11,39		
PB-16-4	63,06	20,56		
PB-17	Esker - épandage fluvioglaciaire		60,08	3,13
PB-17-10	60,76	13,65		
PB-17-12	61,81	15,78		
PB-17-7	54,51	14,65		
PB-17-1	59,46	7,52		
PB-17-6	63,84	15,51		

Tableau 4 (suite)...

PB-18	Terrasse deltaïque sur roc		56,10	2,68
PB-18-1	56,98	11,09		
PB-18-3	52,19	3,80		
PB-18-4	55,06	10,99		
PB-18-5	54,55	8,15		
PB-18-7	60,86	9,98		
PB-18-8	56,98	99,00		
PB-19	Till mince sur roc		56,21	3,91
PB-19-10	53,76	5,79		
PB-19-6	57,75	7,16		
PB-19-7	63,14	8,18		
PB-19-8	54,16	11,36		
PB-19-9	52,24	6,64		
PB-20	Terrasse deltaïque sur roc		63,98	5,79
PB-20-3	62,71	9,72		
PB-20-6	58,11	8,13		
PB-20-5	61,25	9,34		
PB-20-4	62,75	12,04		
PB-20-10	75,06	11,22		
PB-21	Terrasse deltaïque sur argile		61,09	3,29
PB-21-1	63,12	13,86		
PB-21-2	65,59	9,27		
PB-21-6	61,89	10,63		
PB-21-7	56,41	66,00		
PB-21-5	58,43	6,08		
PB-22	Tourbe sur argiles pergélisolée		67,76	5,49
PB-22-7	60,83	18,67		
PB-22-9A	64,59	14,27		
PB-22-9B	64,87	17,00		
PB-22-10	74,10	13,45		
PB-22-12	74,41	15,72		
PB-23	Argiles pergélisolées - buttes minérales		60,60	5,07
PB-23-2	54,87	6,13		
PB-23-7	54,53	15,28		
PB-23-8	66,40	16,78		
PB-23-10	65,50	11,94		
PB-23-9	61,68	14,08		
PB-24	Drumlin (sud) - till épais		57,09	4,21
PB-24-2	51,23	10,15		
PB-24-3	64,93	10,08		
PB-24-9	53,89	5,44		
PB-24-15	56,14	10,77		
PB-24-16	54,92	6,88		
PB-24-19	60,47	6,86		
PB-24-4	58,05	11,31		

Tableau 4 (suite)...

PB-25	Drumlin (nord) - till épais		56,89	2,27
PB-25-2	53,08	7,10		
PB-25-4	57,45	8,56		
PB-25-3	60,20	18,01		
PB-25-8	57,03	11,3		
PB-25-9	56,68	10,87		
PB-26	Till mince sur roc - feu récent		54,86	3,37
PB-26-1	52,80	12,70		
PB-26-2	60,19	10,69		
PB-26-3	59,11	11,85		
PB-26-5	57,61	25,16		
PB-26-7	51,88	10,15		
PB-26-8	50,00	6,13		
PB-26-9	58,62	6,44		
PB-26-11	55,58	8,42		
PB-26-12	50,96	7,64		
PB-26-13	53,52	4,65		
PB-26-14	53,18	9,07		
PB-27	Esker - épandage fluvioglaciaire		54,05	2,79
PB-27-2	50,31	5,48		
PB-27-3	50,37	5,04		
PB-27-6	54,84	4,82		
PB-27-7	54,40	5,00		
PB-27-9	57,62	8,09		
PB-27-11	52,08	8,97		
PB-27-15	58,16	7,44		
PB-27-16	54,60	7,93		
PB-28	Terrasse littorale sur argile - encaissée		62,97	8,64
PB-28-2	55,06	8,95		
PB-28-5	67,80	14,91		
PB-28-7	73,22	12,15		
PB-28-8	55,20	10,43		
PB-28-14	68,24	11,40		

CLASSES DE STABILITÉ

Classe 1: Très instable

Les terrains de classe 1 sont nettement les plus instables dans la région. Ils regroupent les zones de dépôts argileux épais généralement fortement ravinés par l'activité fluviale post marine. C'est dans ces dernières que l'on observe le plus grand nombre et les plus importants mouvements de masse actuels et subactuels. Ces dépôt

argileux sont généralement exempts de pergélisol; cependant, dans certains cas, les arêtes de ravinement sont occupées par des buttes minérales cryogènes. Les versants sont mal drainés et généralement colonisés par des pessières noires à mousses hypnacées. Les zones de classe 1 sont essentiellement associées au bassin versant de la Petite rivière de la Baleine et de la rivière Boutin, dans le secteur nord de la région étudiée, là où l'épaisseur des dépôts argileux est maximale (figure 3).



Figure 3: Terrasse argileuse intensément disséquée par un ravinement massif dans le secteur aval de la Petite rivière de la Baleine.

Deux sites d'échantillonnage correspondent à cette classe d'instabilité; un sur un versant complètement stabilisé (PB-9) et un autre sur un versant actif (PB-10). Malgré l'absence de mouvements de versant récents au site PB-9, les arbres qui y ont été échantillonnés présentent des excentricités moyennes qui varient de 57 à 69% (moy.=61,13 \pm 4,29%, tableau 4) reflétant ainsi une forte instabilité du versant. Effectivement, ces dépôts argileux sont fréquemment affectés par du ravinement massif correspondant au décrochement périodique de la partie superficielle du dépôt. L'érosion

fluviale à la base du versant est souvent à l'origine de ces décrochements mais ne constitue pas une condition essentielle. Ces mouvements de masse sont localement actifs mais peuvent être aussi subactuels ou anciens. La forte excentricité de la croissance des arbres sur ces versants ainsi que l'abondance de décrochements massifs récents que l'on peut y observer traduisent un potentiel de rupture très élevé.

Classe 2: Instable

La seconde classe d'instabilité a été essentiellement définie par l'importance spatiale et la nature catastrophique des mouvements de masse qui y sont associés. Ces derniers sont toutefois peu fréquents à l'échelle du territoire étudié et ont souvent un caractère ancien. Deux contextes distincts ont été associés à cette classe d'instabilité.

2a - Regroupe toutes les zones de sédiments fins (généralement silto-argileux) qui ont été remaniés par des mouvements de masse extensifs. Ces zones peuvent être des fonds de vallées comblées par des sédiments provenant du ravinement massif mais correspondent surtout aux zones de fluage d'anciens grands glissements rétrogressifs concentrées dans la zone estuarienne de la rivière Second et de la Petite rivière de la Baleine (figure 4).

Les sites choisis pour contrôler l'instabilité de ces surfaces (PB-5 et PB-15) sont situés à l'intérieur même des zones de fluages, à proximité d'un entaillement secondaire. Dans les deux cas, les zones de fluage sont exposées à l'érosion fluviale. Les arbres prélevés ont un indice d'excentricité moyennement élevé variant de 53 à 68% (moy.=59,33 ± 4,15%, tableau 4); toutefois, ces zones sont susceptibles d'être affectées par de grandes coulées boueuses comme c'est le cas au site PB-5 où d'anciens sédiments de fluage ont été emportés par une coulée en 1979.



Figure 4: Grande coulée boueuse ayant affectée la zone de fluage d'un glissement rétrogressif dans le secteur aval de la Petite rivière de la Baleine (1979).

2b - Cette classe de stabilité regroupe les terrasses littorales ou deltaïques constituées d'une couverture sableuse généralement mince (<10 m) et d'une base argileuse épaisse (\approx 20-30 m). Ces terrasses sont typiquement associées au secteur aval des grandes rivières mais également plus à l'intérieur, à proximité de la limite marine. Cinq sites d'échantillonnage ont permis d'évaluer la stabilité des terrasses de classe 2b (PB-3, PB-8, PB-14, PB-21 et PB-28). L'excentricité de la croissance des arbres colonisant les talus de terrasses témoignent d'une forte instabilité. Les indices mesurés sur l'ensemble des sites sont en moyenne de 64% mais peuvent atteindre une moyenne individuelle de 79%. Cette instabilité se traduit par de nombreux petits glissements pelliculaires affectant la partie superficielle sableuse des terrasses et qui ont un impact mineur sur l'évolution des versants. En revanche, ces terrasses sont également affectées par d'importants glissements de terrain rétrogressifs (rotationnels) simples ou multiples qui, à certains endroits, ont

complètement disséqué la surface initiale des dépôts (figure 5). Tous les glissements rétrogressifs inventoriés sur le territoire ont un caractère ancien; ils constituent néanmoins un risque géologique non négligeable dans un contexte de variations importantes des nappes fluviales adjacentes. Ce sont d'ailleurs ces risques qui ont justifié d'associer une cote d'instabilité élevée à l'ensemble de ces terrasses.



Figure 5: Glissement rétrogressif ancien dans les sables littoraux sur argiles; embouchure de la Petite rivière de la Baleine.

Classe 3: Moyennement instable

3a - Les terrains de la classe 3a regroupent les plaines et les vallées argileuses pergélisolées caractérisées par la présence de palses minérales surmontées d'une couverture tourbeuse (figure 6) ou de buttes minérales cryogènes (buttes de pergélisol, *sensu* Allard et Seguin, 1987). On les retrouve partout dans la zone d'invasion marine mais particulièrement dans les secteurs les plus maritimes.



Figure 6: Pales minérales avec couverture tourbeuse au sud de la Petite rivière de la Baleine. Les zones d'affaissement sont concentrées sur le pourtour des mares de thermokarst.

L'instabilité de ces terrains est essentiellement reliée à la dynamique du pergélisol. Les versants des buttes minérales allongées évoluent généralement sous l'action de mouvements lents (gélifluxion, solifluxion, reptation) mais peuvent également être affectés par des coups de cuiller. La croissance radiale des quelques arbres qui peuvent s'y installer (PB-23) présentent une excentricité moyenne entre 54,5 et 66,5% (moy.=60,6 ± 5,07%, tableau 4). L'évolution des pales à couverture organique est marquée par des périodes de soulèvement et d'affaissement menant à la formation de dépressions thermokarstiques. La forte excentricité de la croissance radiale des arbres échantillonnés en bordure des pales (moy.=67,8 ± 5,49%, PB-22, tableau 4) témoigne du dynamisme intense de ces environnements (Couillard et Payette, 1985; Laprise et Payette, 1988). Les mouvements de terrains associés à la classe 3a sont mineurs et ont un impact local; ils sont cependant

innombrables et constamment actif. Pour cette raison mais aussi à cause de la présence extensive des paises à l'échelle régionale, ces environnements sont classés moyennement instables; les risques de mouvements de substrat que l'on y observe sont éminents.

3b - Les terrains associés à la classe 3a correspondent aux versants nord des drumlins constitués de till à matrice fine. Cependant, en raison des contraintes cartographiques à 1:100 000, toutes les concentrations de drumlins dans les zones de till épais y ont été regroupées. Elles sont typiquement associées au paysage glaciaire situé dans la partie intérieure du territoire étudié, au-delà de la limite marine. Les plus fortes concentrations de drumlins ainsi que les formes les plus imposantes sont situées dans la région du lac de Gannes (figure 7). Les sondages au géoradar qui y ont été effectués auraient détecté la présence de pergélisol à 4 m de profondeur (Michaud *et al.*, 1994).

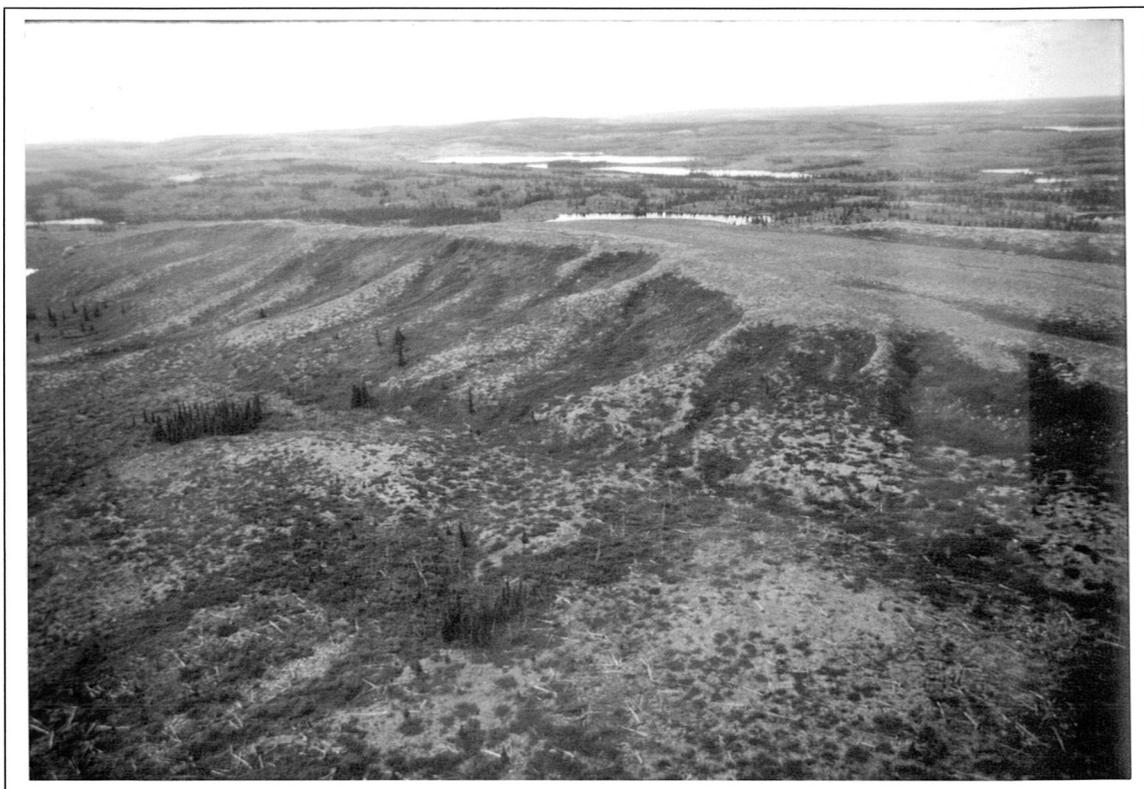


Figure 7: Décrochements pelliculaires sur le versant nord d'un drumlin dans la région du lac de Gannes.

Comme c'est le cas dans la région du lac Minto (Quinty et Fillion, 1989), les versants des drumlins (particulièrement le versant nord) de la région de la Petite rivière de la Baleine, sont relativement instables. Ils sont affectés par des mouvements lents tels la solifluxion et la gélifluxion ainsi que par des décrochements pelliculaires importants pouvant atteindre 5 m de profondeur. Dans la plupart des cas, ces derniers ont un caractère ancien; toutefois, des décrochements pelliculaires récents, datés au printemps 1991, ont été observés au site PB-24. Il semble que la concentration de décrochements pelliculaires sur le versant nord des drumlins soit relié à l'abondance et à la persistance du couvert nival (Quinty et Fillion, 1989). Ces sites d'accumulation préférentielle de neige serait très propices à la solifluxion et à la gélifluxion en raison d'un apport d'eau important et prolongé lors de la période de fonte (Morin et Payette, 1988). Ces mouvements de versant lents pourraient alors en conditionner la rupture subite en déstabilisant la partie superficielle du dépôt. Ils ne semblent toutefois pas être très actifs au niveau des trois sites échantillonnés (PB-7, PB-24 et PB-25), puisque l'excentricité de la croissance radiale des arbres mesurée est somme toute peu élevée avec une moyenne de $57,5 \pm 3,6\%$ (tableau 4).

Classe 4: Légèrement instable

Les terrains de classe 4, jugés *légèrement instables*, regroupent quatre contextes différents qui, dans leur ensemble, ne sont pas réputés pour leur instabilité. Cependant, des mouvements de versant mineurs, souvent très localisés, y ont été observés. Sur la carte de la stabilité relative des terrains, les zones associées à cette classe sont nettement exagérées par rapport aux secteurs précis où des signes d'instabilité ont été observés.

4a - Sur le document cartographique, cette sous-classe regroupe les complexes d'eskers composés de matériaux fluvioglaciers. Cependant, dans les faits, elle n'inclut que les versants des eskers (figure 8). L'instabilité que l'on peut y observer est souvent associée à l'activité périglaciaire, notamment après le passage d'un feu de forêt. Elle se traduit par des phénomènes mineurs tels les traînées minérales, ou encore des évidements localisés. L'excentricité de la croissance radiale des arbres

échantillonnés sur les deux sites correspondant à cette classe (PB-17 et PB-27) est peu élevée et très homogène d'un individu à un autre; elle est en moyenne de $57 \pm 2,96\%$ (tableau 4). Les risques de mouvements de versant y sont faibles.



Figure 8: Zone d'eskers dans la partie sud-est du territoire. Les phénomènes d'instabilité y sont très localisés et plus actif après le passage d'un feu.

4b - La sous-classe 4b correspond aux pentes raides dans les plaines d'épandage fluvioglaciaire (ravins, bords de lacs et de cours d'eau, etc.). Ces versants sont affectés par plusieurs petits décrochements pelliculaires peu profonds ainsi que par de la reptation et de l'évidement localisé (figure 9). Le site d'échantillonnage PB-13 a permis de contrôler l'instabilité effective de ces versants. L'excentricité de la croissance radiale des arbres y est faible; les moyennes individuelles varient de 50,6 à 63,1% et la moyenne pour le site y est de $57,1 \pm 4,77\%$ (tableau 4).



Figure 9: Petit talus taillé dans une plaine d'épandage fluvioglaciaire et localement réactivé par des décrochements pelliculaires mineurs.

4c - La sous-classe 4c correspond aux zones d'entaillement (ravins, bords de lacs et de cours d'eau, etc.) dans les plaines d'épandage deltaïques situées généralement juste au-dessus de la limite de l'invasion tyrrellienne. À certains endroits, où la base des versants est soumise à une érosion fluviale (e.g. PB-20), l'instabilité est forte et se traduit par une importante reptation menant à la formation de petites terrassettes. Dans un tel contexte, ces terrassettes sont les signes précurseurs de glissements pelliculaires qui emportent d'importantes sections de versants (figure 10). La reptation des sables deltaïques est bien enregistrée au niveau de l'excentricité de la croissance radiale des arbres. Au site PB-20, les moyennes individuelles atteignent des valeurs de 75%; la moyenne pour le site est de $64 \pm 5,79\%$. Les talus de terrasses deltaïques non exposés à l'érosion (e.g. PB-18) sont plus stables; l'excentricité de la croissance radiale des arbres y est en moyenne de

56 ± 2,68%. La reptation y est également importante comme le témoignent la présence de terrassettes mais aucun glissement pelliculaire n'y a été observé.

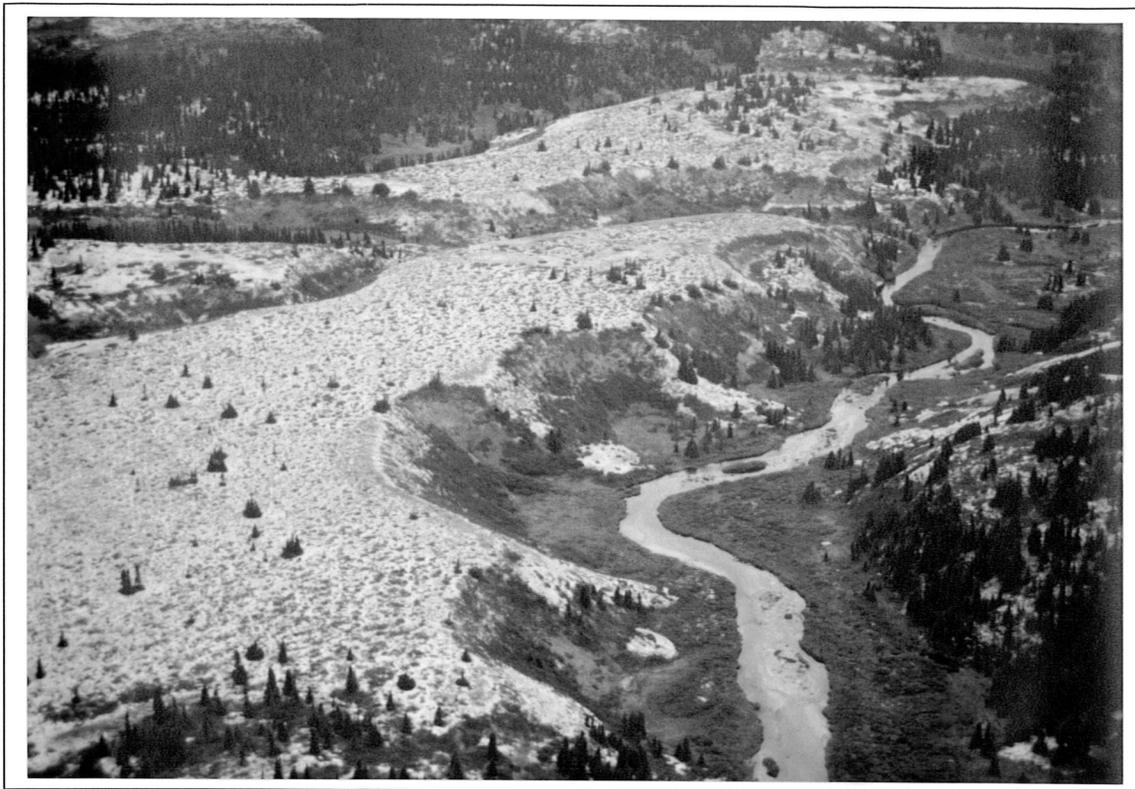


Figure 10: Zone d'entaillement dans une plaine d'épandage deltaïque. Ici un versant exposé nord particulièrement affecté par des les décrochements pelliculaires.

4d - Cette sous-classe correspond aux dépôts argileux relativement mince, non pergélisolés, colmatant le fond des vallées ou les versants à pente faible. Ces terrains sont surtout présents dans la partie sud-ouest du territoire étudié où la configuration structurale de l'assise rocheuse ne permettait pas d'importantes accumulations de sédiments marins fins. Ces milieux sont généralement propices au développement de tourbières minérotrophes (figure 11) dont le drainage est assuré par des cours d'eau mineurs. C'est d'ailleurs à la bordure immédiate de ceux-ci que peuvent être observés les seuls signes d'instabilité associés à cette classe. On y retrouve des phénomènes mineurs de ravinement ainsi que de petits coups de cuiller. Les arbres échantillonnés sur les versants argileux à pente faible

ont une croissance radiale presque concentrique (normale). Les indices d'excentricité sont parmi les plus faibles de toute la région avec une moyenne de $52 \pm 1,39\%$. Les risques de mouvements de masse importants sont pratiquement nuls en raison surtout de la faible épaisseur des dépôts, toutefois, les bordures de cours d'eau sont susceptibles d'être affectées par des décrochements localisés.



Figure 11: Terrains typiquement associés à la classe 4d. Les versants argileux à pente faible sont soumis à une reptation lente ; décrochements mineurs le long des ruisseaux.

Classe 5: Stable

Les terrains de classe 5 regroupent tous les environnements où pratiquement aucun signe d'instabilité de substrat n'a été mesuré ou observé. On y a associé les versants recouverts d'une couverture de till mince (PB-19, PB-26) ou épaisse mais sans formes drumlinisées (PB-11), et les talus de terrasses littorales sur roc (PB-12, Petite rivière de la Baleine-16). L'excentricité moyenne de la croissance radiale des arbres y

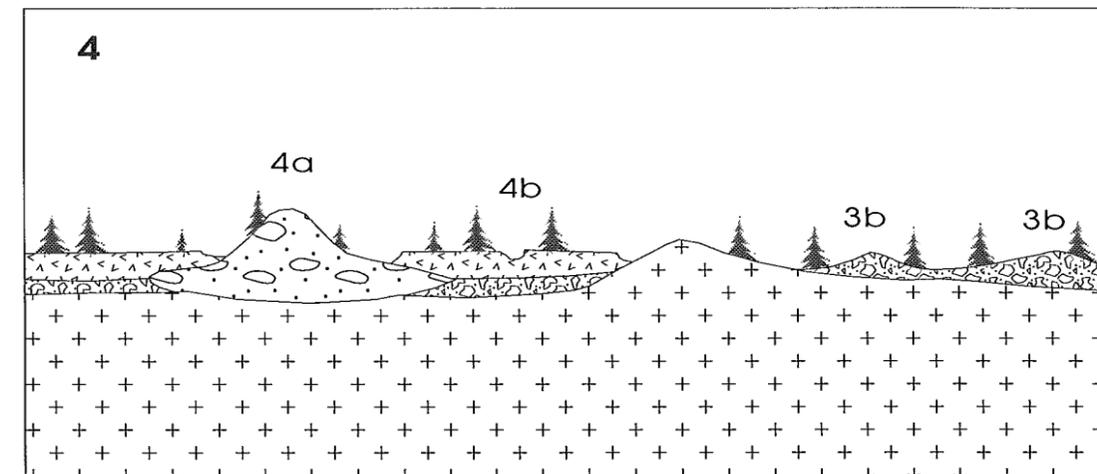
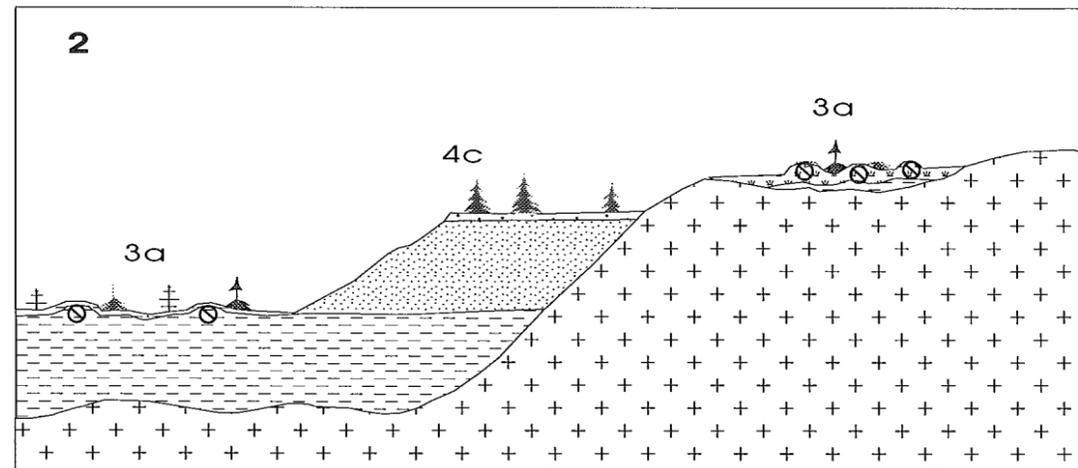
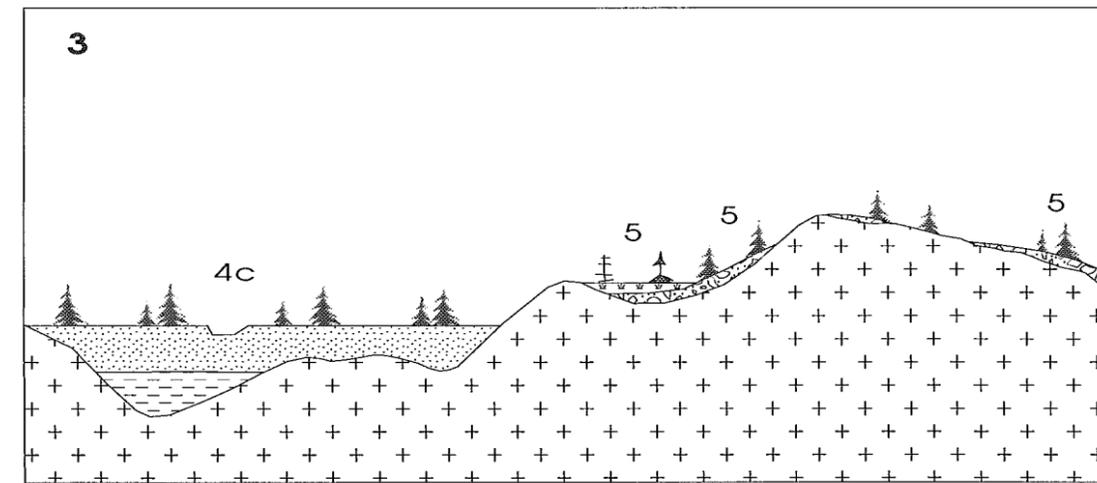
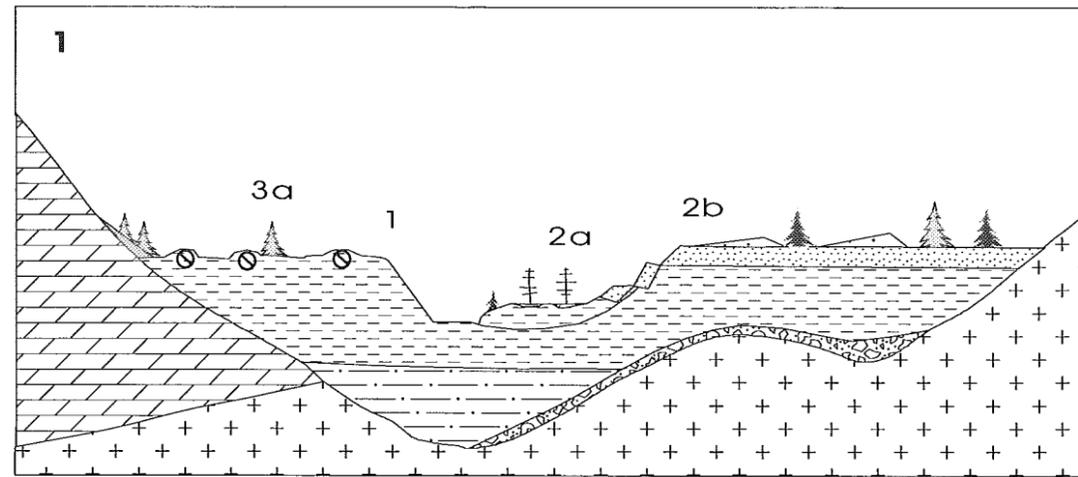
est généralement faible, $\leq 60\%$. Les sites où l'excentricité est plus élevée (e.g. PB-11) sont sujets à des mouvements mineurs de la couche organique superficielle ou à des mouvements individuels de blocs. Les dépôts organiques non pergélisolés ont également été associés à la classe 5 puisque qu'aucun signe d'instabilité n'y a été observé. Toutefois, il est évident que, de par leur nature (faible cohésion, teneur en eau, etc.), les dépôts organiques peuvent difficilement être considérés comme des matériaux stables. Ils le sont dans le contexte actuel mais deviendraient rapidement instables s'ils étaient soumis à certaines perturbations naturelles ou anthropiques. Le lecteur peut se référer à la cartographie des formations superficielles (Parent et Paradis, 1994) pour la localisation exacte des dépôts organiques.

APPLICATION LOCALE DE LA CLASSIFICATION DES ZONES D'INSTABILITÉ

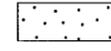
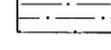
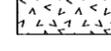
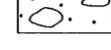
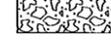
La cartographie à 1:100 000 de zones d'instabilité implique inévitablement une généralisation au niveau des unités représentées. Celles-ci circonscrivent des zones où les conditions de terrain visées sont dominantes ou très fréquentes. Cependant, sur le terrain, la situation est rarement aussi simple. Dans bien des cas, des contextes environnementaux distincts (avec des conditions d'instabilité tout aussi distinctes) se succèdent rapidement sur de petites superficies de territoire. Il est évident qu'un tel morcellement du territoire ne peut être représenté adéquatement sur la carte de l'instabilité (en pochette). Toutefois, les classes d'instabilité (incluant les sous-classes) font référence à des contextes environnementaux relativement précis dont les caractéristiques sont décrites à la section précédente. À partir de ces descriptions, le lecteur pourra facilement associer les bonnes conditions d'instabilité aux différentes situations rencontrées sur le terrain.

La figure 12 illustre, à titre d'exemple, la façon dont s'applique la classification de la stabilité des terrains à l'échelle locale. Les quatre schémas qui y apparaissent synthétisent différents contextes géomorphologiques présents dans le bassin de la Petite rivière de la Baleine. Les schémas 1 et 2 représentent des situations associées à la zone d'invasion marine alors que le schéma 4 illustre un modelé typiquement glaciaire. Enfin, le schéma 3 est représentatif des secteurs situés à la charnière de ces

deux environnements, là où la Mer de Tyrrell a atteint son extension maximale. Sur chacun des schémas, les conditions générales de stabilité des différents types de terrains ont été caractérisées en leur associant la classification proposée dans ce rapport. Les zones les plus actives sur le plan de la géodynamiques des versants ressortent rapidement d'une telle analyse. Le secteur aval de la Petite rivière de la Baleine, correspondant aux basses-terres adossées au front des cuestas (schéma 1, fig. 12), regroupe les situations les plus critiques au niveau des mouvements de terrains. Les talus de terrasses argileuse sont fortement exposés à l'érosion fluviale et évoluent rapidement sous l'action du ravinement massif (1). Lorsqu'elles sont surmontées d'une couverture sableuse, ces terrasses sont exposées à des risques éminents de glissements rétrogressifs (2b). Les zones extensive de fluage qui en résultent risquent ensuite d'être remaniées par des de grandes coulées boueuses (2a). Enfin, les replats de terrasses argileuses associées au même secteur sont généralement pergélisolés; leur surface évolue activement en raison de la dynamique interne du pergélisol (3a). Les conditions de stabilité s'améliorent considérablement en se dirigeant vers des secteurs situés plus à l'intérieur du continent (schémas 2, 3 et 4, fig. 12). Les seuls mouvements de terrains importants sont les décrochements pelliculaires affectant les versants de drumlins (3b) ainsi que les talus de terrasses deltaïques (4c). Dans le premier cas, l'ampleur du phénomène peut être considérable mais la probabilité de rupture est, somme toute, assez faible. Inversement, les talus de terrasses deltaïques sont souvent actifs mais les mouvements qui les affectent sont généralement très superficiels et impliquent de faible quantités de matériel. Ailleurs, dans les terrains glaciaires (schémas 3 et 4, fig. 12), les phénomènes de versant sont mineurs et très localisés. Ils sont essentiellement confinés aux pentes les plus raides dans les épandages deltaïques (4c) ou fluvioglaciaires (4b).



Formations superficielles

-  Tourbe (à cyprès, à éricacées)
-  Colluvions (ébouils pierreux)
-  Sables éoliens
-  Sables deltaïques marins
-  Argilo-silts marins fossilifères
-  Rythmites (sable/silt) glacio-marines
-  Sables et graviers proglaciaires
-  Gravieres et sables juxtaglaciaires (eskers, kames)
-  Nappe / placage de till (Incluant till d'ablation)

Substratum rocheux

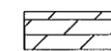
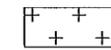
-  Couverture protérozoïque (dolomie, quartzite, basalte)
-  Socle archéen : surtout gneiss granitique
- 4b** Cote d'instabilité
-  Pergélisol
-  *Picea glauca* (Moench) Voss
-  *Picea mariana* (Mill.) BSP.
-  *Larix laricina* (Du Roi) K. Koch

Figure 12: Application des classes de stabilité à l'échelle locale. Les schémas 1 à 4 représentent différents contextes régionaux typiques de la zone d'invasion marine (1 et 2) jusqu'aux paysages glaciaires (4).

Conclusion

L'étude régionale des versants meubles de la région de la Petite rivière de la Baleine a permis de classifier et de cartographier l'ensemble du territoire sur la base de l'instabilité relative des différents environnements géologiques qui y sont présents et ce, en leur attribuant une cote générale basée sur l'intégration de plusieurs critères environnementaux. Cette dernière traduit à la fois l'instabilité effective des versants, leur potentiel de rupture et l'ampleur des risques géologiques qui leur sont associés. Les environnements présentant les cotes d'instabilité les plus élevées (cote 1 et 2) sont tous associés à la zone d'invasion tyrrélienne. Les mouvements de terrains susceptibles de s'y produire sont particulièrement extensif et ont un caractère nettement catastrophique. D'autre part, certains environnements typiquement associés aux paysages glaciaires présentent également des signes d'instabilité et sont exposés à des phénomènes de versant non négligeables; on pense ici au versants nord des drumlins où d'importants décrochements pelliculaires, anciens et récents, ont été observés.

Malgré son caractère généralisant, essentiellement relié à l'étendue du territoire étudié et à l'échelle cartographique visée, la classification proposée a permis de dresser un portrait assez juste des différents types de versants sur le plan de leur stabilité réelle et des principaux processus qui en déterminent l'évolution. Elle constitue en conséquence une base d'analyse intéressante à l'étude détaillée des différents aspects de la dynamique régionale des terrains meubles. Certains de ceux-ci nous sont apparus particulièrement importants lors de la réalisation de ce travail. Notons, par exemple, le rôle du pergélisol, et de sa dynamique régionale, dans le façonnement des versants argileux soumis au ravinement ainsi que dans l'évolution des drumlins; l'influence de certains paramètres climatiques sur le déclenchement de grands mouvements de masse tels les glissements rétrogressifs; et enfin, le rôle des feux de forêts dans l'évolution à long terme des versants des formes glaciaires (drumlins, eskers). Ces thématiques de recherche devraient constituer le prolongement direct de la reconnaissance régionale présentée ici.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Christian Tremblay pour son aide dévouée lors des travaux sur le terrain et Sonia Boucher qui a réalisé les travaux de laboratoire en analyse dendrochronologique. Ces derniers ont été effectués au laboratoire de dendrochronologie du Centre d'études nordiques (U. Laval). Nos remerciements vont également à Michèle Fortin qui a participé à la compilation des résultats ainsi qu'à Geneviève Plouffe qui a réalisé le transfert de l'information sur la carte à 1:100 000 qui accompagne le présent rapport. Enfin nous remercions Éric Boisvert pour la réalisation de la carte numérique polychrome. Cette étude a été rendue possible grâce au soutien logistique de l'Étude du plateau continental polaire (EPCP) et à celui d'Hydro-Québec accordé dans le cadre du Programme de partenariat industriel (PPI) de la Commission géologique du Canada.

Références

- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. Fennia, 105, 140 p.
- Allard, M. et M. K. Seguin (1985). La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois: bassins des rivières Nastapoka, Sheldrake et à l'Eau Claire. Géographie physique et Quaternaire, 39 (1): 13-24.
- Allard, M. et M. K. Seguin (1987). Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives. Géographie physique et Quaternaire, 41 (1): 141-152.
- Bégin, C. et L. Filion. (1985), Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du lac à l'Eau-Claire (Québec nordique). Canadian Journal of Earth Sciences, 22: 175-182.
- Bégin, C. et L. Filion. (1987), Morphologie et interprétation des glissements de terrain dans la région de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire., 41: 19-32.
- Bégin, C. et L. Filion. (1988), Age of landslides along the Grande Rivière de la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Québec (Canada). Boreas, 17: 289-299.

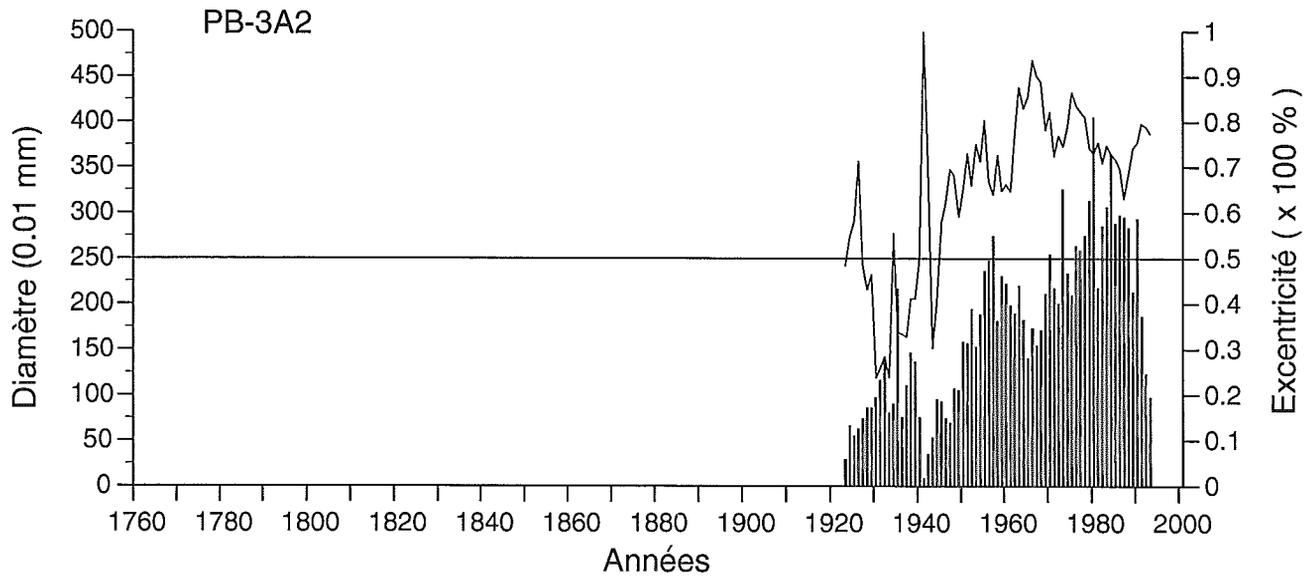
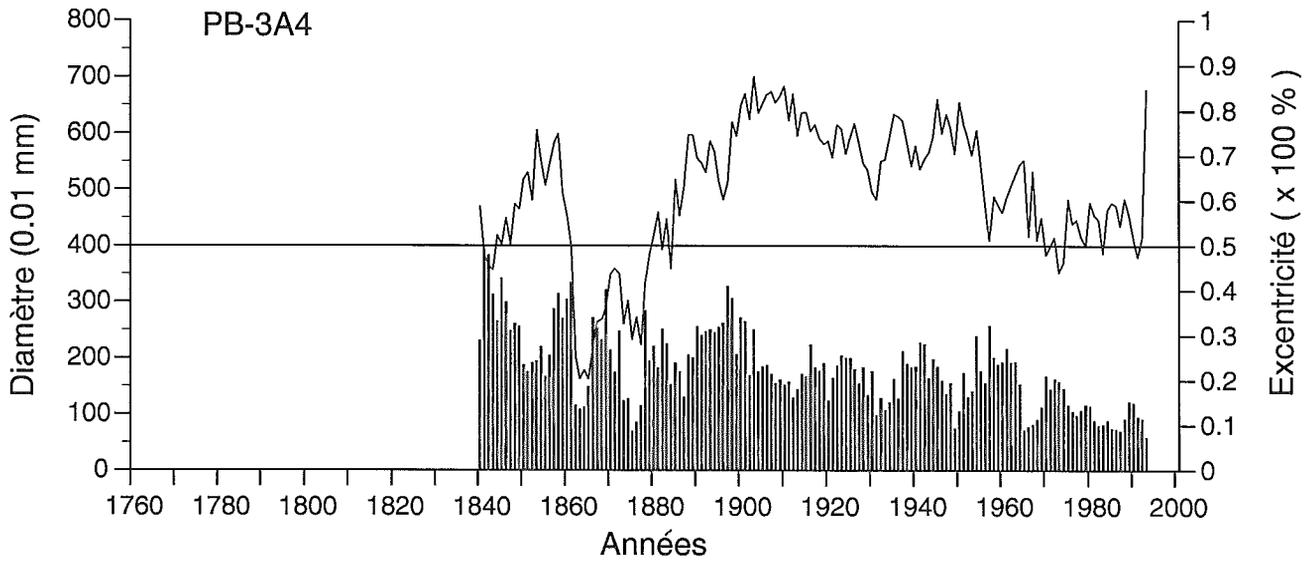
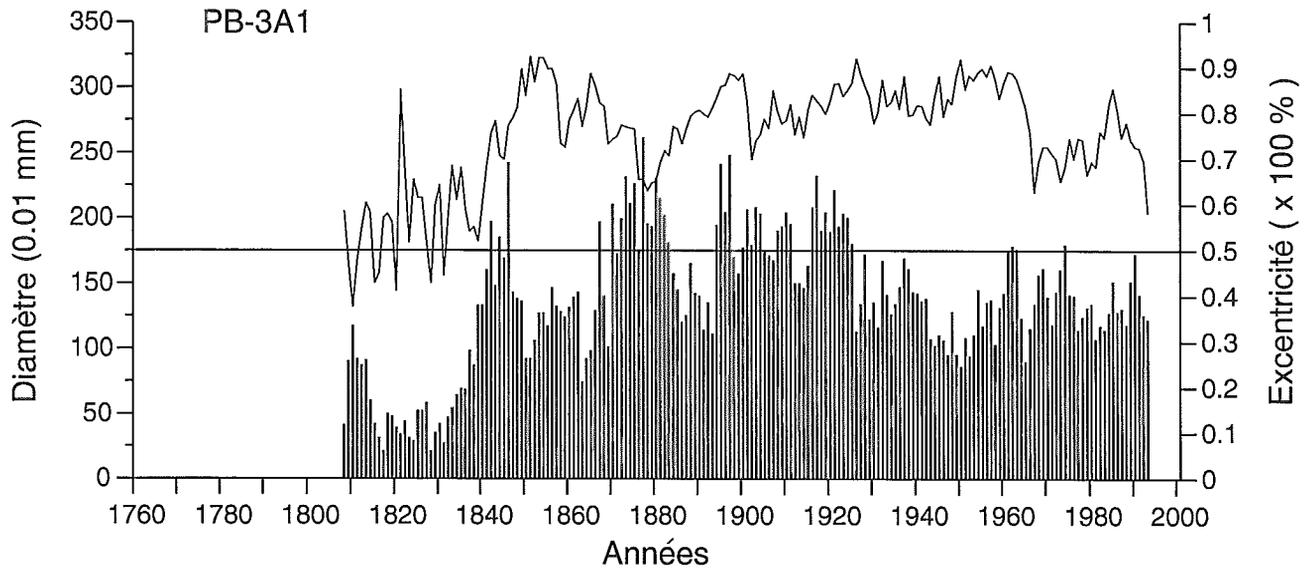
- Burrows, C.J. et Burrows, V.L. (1976). Procedures for the study of snow avalanche chronology using growth layers of woody plants. University of Colorado, Institute for Arctic and Alpine Research, Occasional paper, 23: 1-54
- Carrara, P.E. (1979). The determination of snow avalanche frequency through tree-ring analysis and historical records at Ophir, Colorado. Geol. Soc. Am. Bull., 90: 773-786.
- Chandler, F.W. (1988). The Early Proterozoic Richmond Gulf Graben, east coast of Hudson Bay, Québec. Geological Survey of Canada, Bulletin 362, 76 p.
- Ciesielski, A. (1983). Géologie d'une portion sud de l'arc Nastapoka, baie d'Hudson, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 896, 1 carte à 1:250 000.
- Couillard, L. et S. Payette. (1985), Évolution holocène d'une tourbière à pergélisol (Québec nordique). Canadian Journal of Botany, 63 (6): 1104-1121.
- Dyke, A. S. et V. K. Prest (1989). Paléogéographie de l'Amérique du Nord septentrionale entre 18000 et 5000 ans avant le présent. Commission géologique du Canada, Carte 1703A, Échelle 1:12,500,000.
- Filion, L., F. Quinty et C. Bégin. (1991), A chronology of landslide activity in the valley of Rivière Du Gouffre, Charlevoix, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, 28: 250-256.
- Gajewski, K., S. Payette et J. C. Ritchie. (1994), Holocene Vegetation History at the Boreal Forest-Shrub Tundra Transition in northern Québec. Journal of Ecology, in press.
- Humbert, M. (1974). Inventaire des glissements au Québec et cartographie géotechnique des zones instables. Ministère des Richesses Naturelles, Service de Géotechnique, Rapport interne, 16 p.
- Lajoie, G. (1981). Zones exposées aux mouvements de terrain, région de Charlevoix. Ministère Énergie et Ressources, DPV-812, 35 p.
- Laprise, D. et S. Payette. (1988), Évolution récente d'une tourbière à paises (Québec subarctique): analyse cartographique et dendrochronologique. Canadian Journal of Botany, (66): 2217-2227.
- Lebuis, J. et Rissmann, P. (1977). Les coulées argileuses dans les région de Québec et Shawinigan. Dans, Argiles sensibles, pentes instables, mesures correctives et coulées des régions de Québec et Shawinigan. Association des Géologues du Canada, Excursion B-11: 19-40.

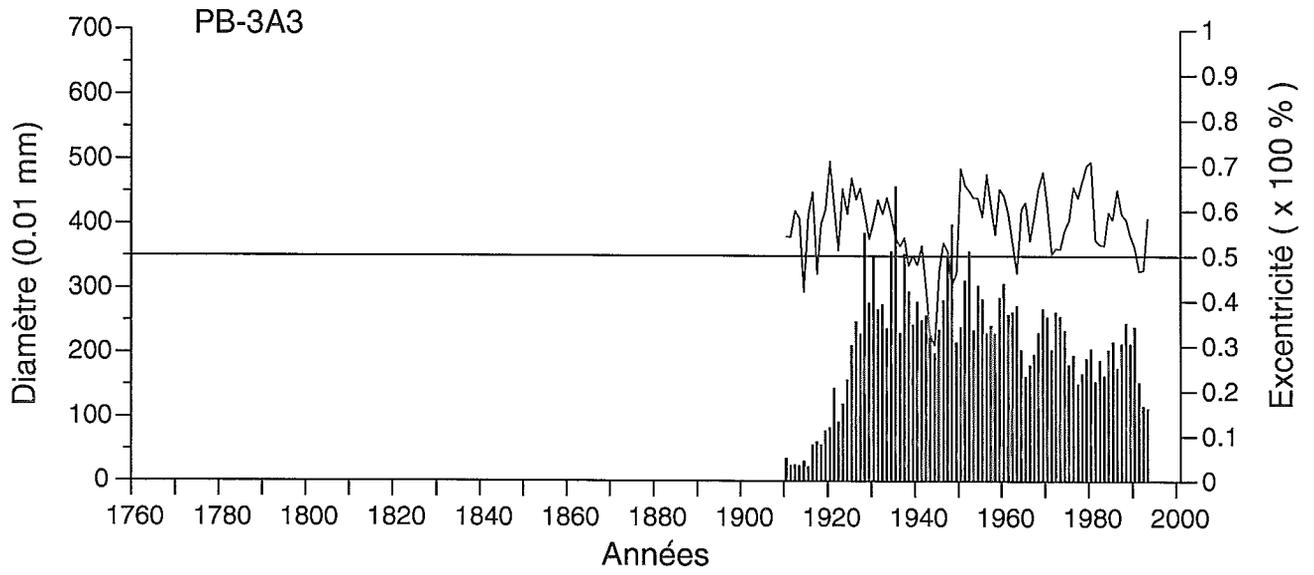
- Lebuis, J., Robert, J.-M. et Rissmann, P. (1982). Regional mapping of landslide hazard in Québec. Dans: Swed. Geotech. Inst. Symposium on slopes in soft clays. Report no. 17, Linköping, March 8-10 1982: 205-245.
- Mears, A.I. (1975). Dynamics of dense-snow avalanches interpreted from broken trees. *Geology*, 3: 521-523
- Michaud, Y., Allard, M., Parent, M., Paradis, S.J., Ménard, É., Fortin, M. et Bégin, C. (1994). Cartographie préliminaire du pergélisol dans la région de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie. Commission géologique du Canada, Dossier Public 2845.
- Morin, H. et S. Payette. (1988). Holocene gelifluction in a snow-patch environment at the Forest-Tundra transition along the eastern Hudson Bay Coast, Canada. *Boreas*, 17: 79-88.
- Paradis, S.J. et Parent, M. (1994). Carte à 1:100 000 des formations superficielles - Petite rivière de la Baleine. Dans, Parent, M. et Paradis, S.J., Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2643.
- Parent, M. et Paradis, S.J. (1994). Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2643.
- Payette, S. (1975). La limite septentrionale des forêts sur la côte orientale de la baie d'Hudson, Nouveau-Québec. *Naturaliste Canadien*, 102: 317-329.
- Payette, S. (1983). The forest tundra and present tree-lines of the Northern Québec-Labrador Peninsula. Dans: Morisset, P. et S. Payette (eds.), Proceedings of the Northern Québec Tree-Line Conference, Collection Nordicana 47, pp. 3-23.
- Payette, S. (1993). The range limit of boreal tree species in Québec-Labrador: an ecological and palaeoecological interpretation. *Palaeobotany and Palynology*, 79: 7-30.
- Payette, S. Morneau, C., Sirois, L. et M. Despons (1989). Recent fire history of the northern Québec biomes. *Ecology*, 70 (3): 656-673.
- Potter, N. (1969). Tree-ring dating of snow avalanches tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *INQUA Volume, Geol. Am., Special Paper*, 123: 141-165.
- Quinty, F. et L. Filion. (1989). Décrochements pelliculaires et gélifluction en nappe sur le versant nord de drumlins, région du lac Minto, Québec subarctique. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43 (1): 51-64.
- Scurfield, G. (1973). Reaction wood: Its structure and function. *Science*, 179: 647-655.

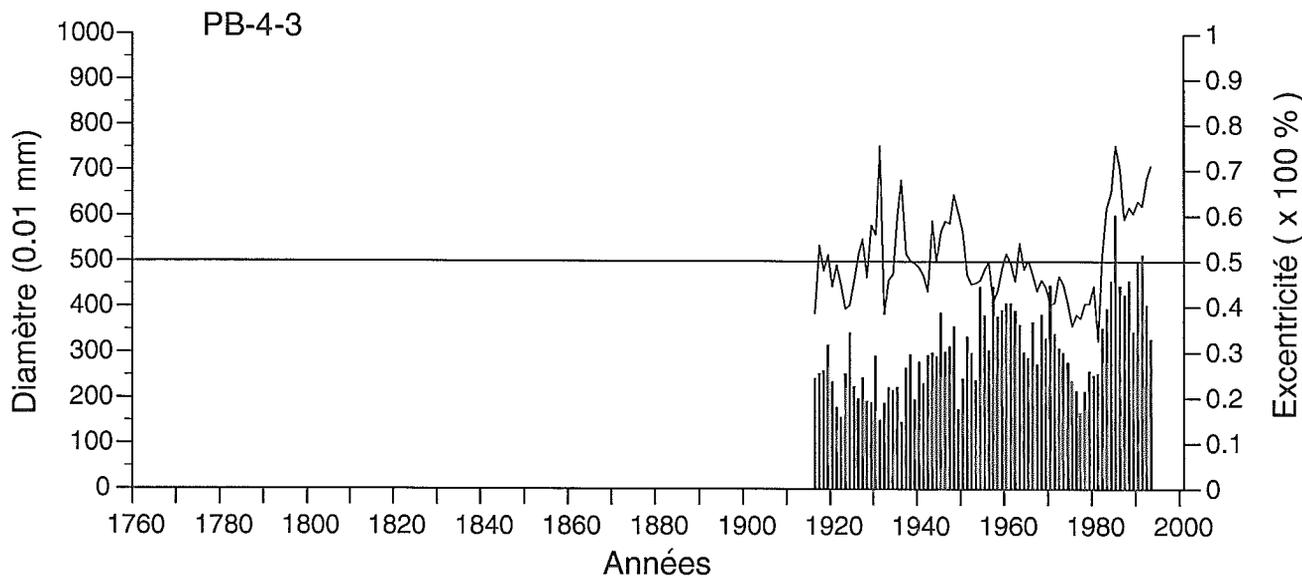
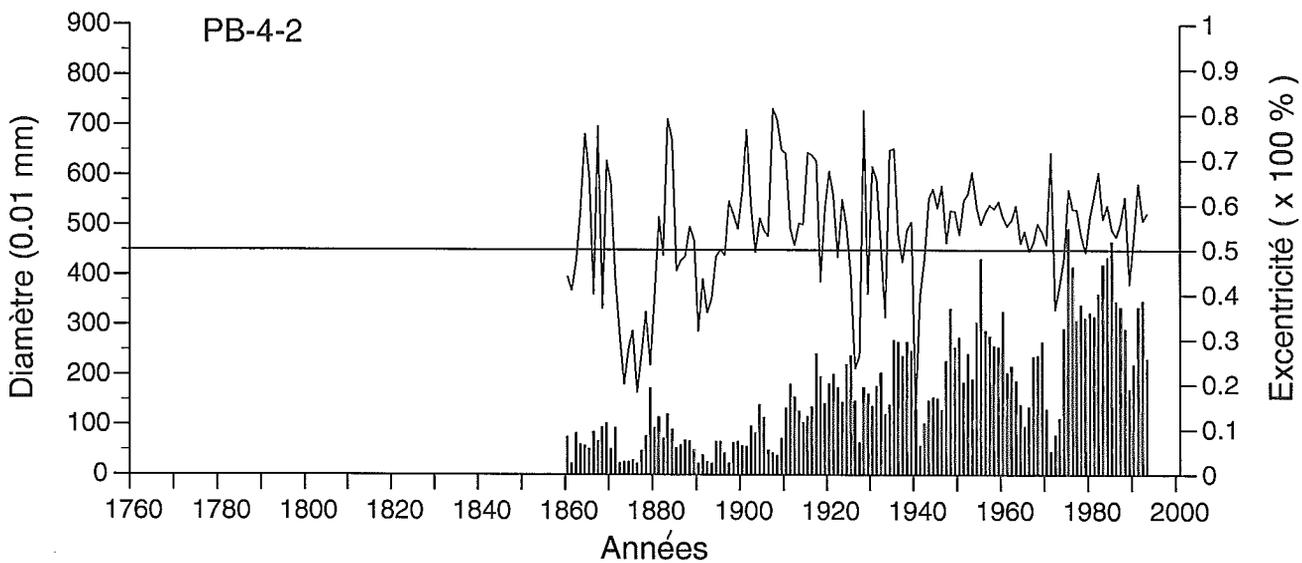
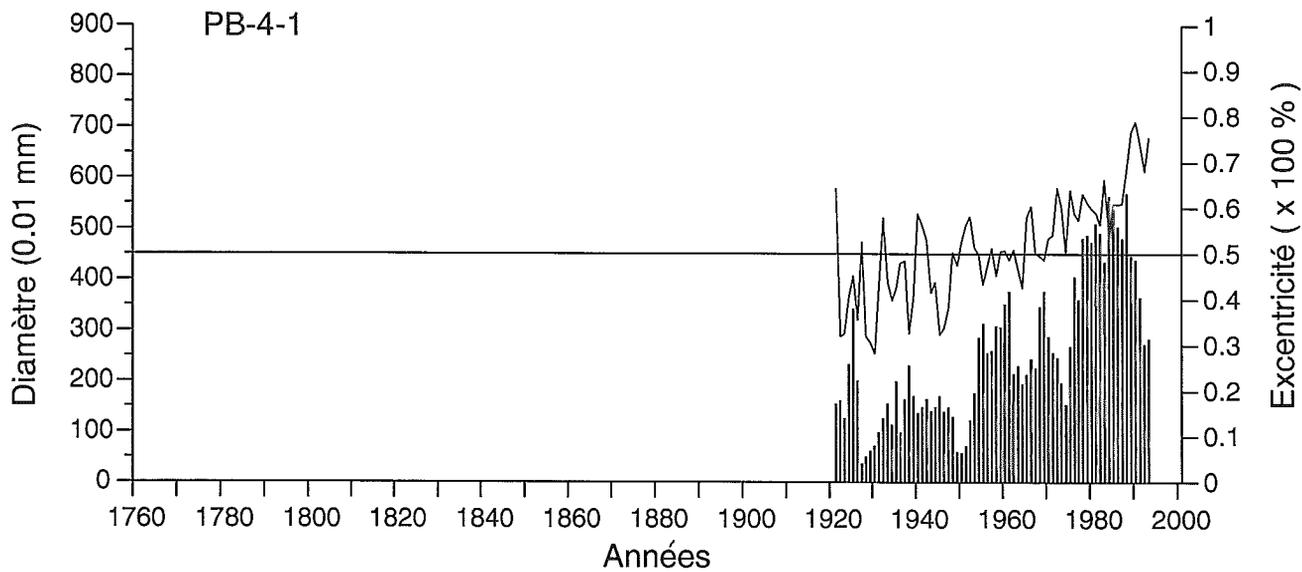
- Shroder, J.F. Jr. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. Quaternary Research, 9: 168-185.
- Shroder, J.F. Jr. (1980). Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. Progress in Physical Geography, 4 (2): 161-188.
- Stockwell, C. H., J. C. McGlynn, R. F. Emslie, B. V. Sanford, A. W. Norris, J. A. Donaldson, W. F. Fahig et K. L. Currie (1968). Géologie du bouclier canadien. Dans: Commission géologique du Canada, Géologie et ressources minérales du Canada. Partie A. Ottawa, pp. 49-165.
- Vincent, J.-S. (1989). Le Quaternaire de sud-est du Bouclier canadien. Dans: R.J. Fulton (ed.), Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Commission géologique du Canada, Ottawa, pp. 266-295.
- Wilson, C. (1968). Notes on the climate of Poste-de-la-Baleine, Québec. Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec. Nordicana 24, 93 p.
- Zoltaï, S.C. (1975). Tree-ring record of soil movements on permafrost. Arctic and Alpine Research, 7: 331-340.

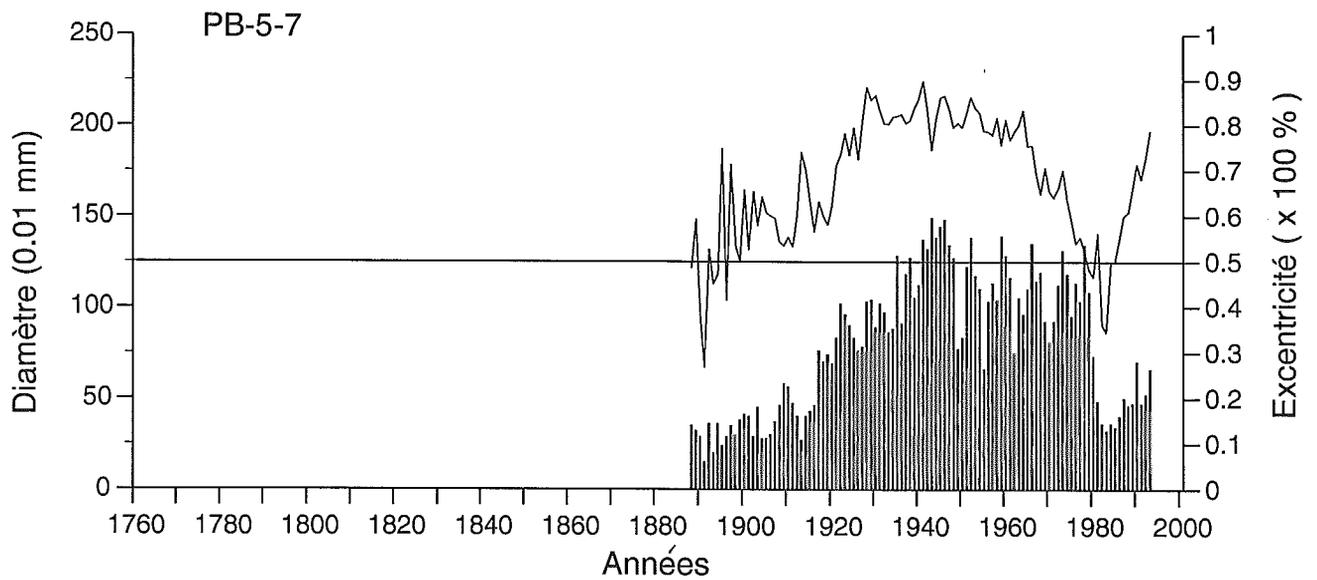
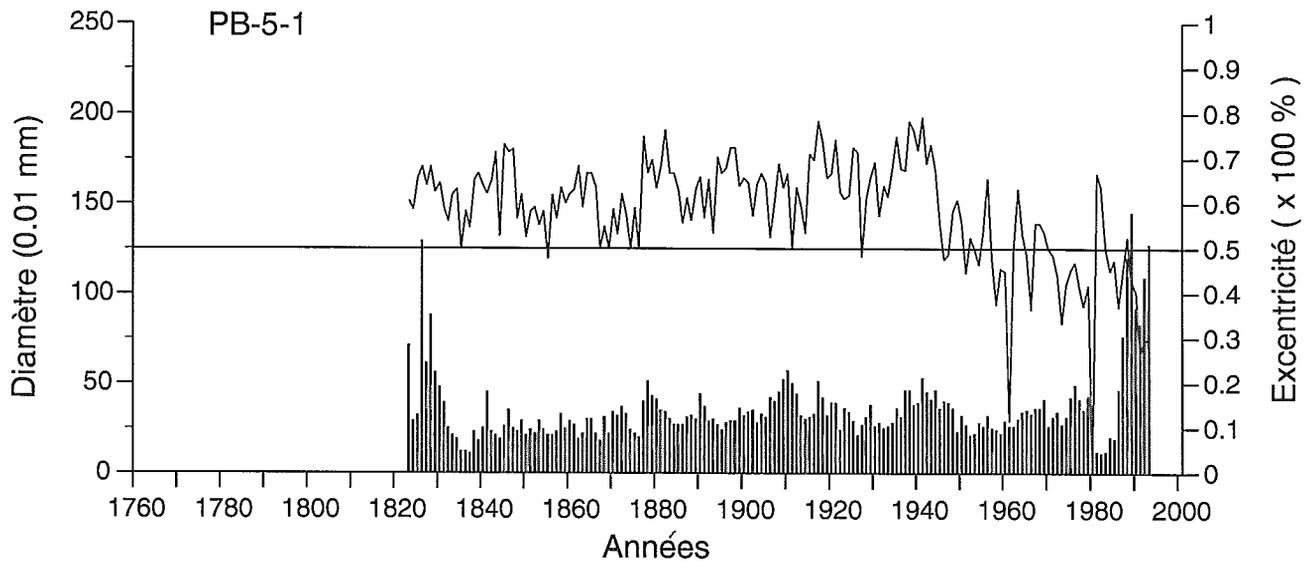
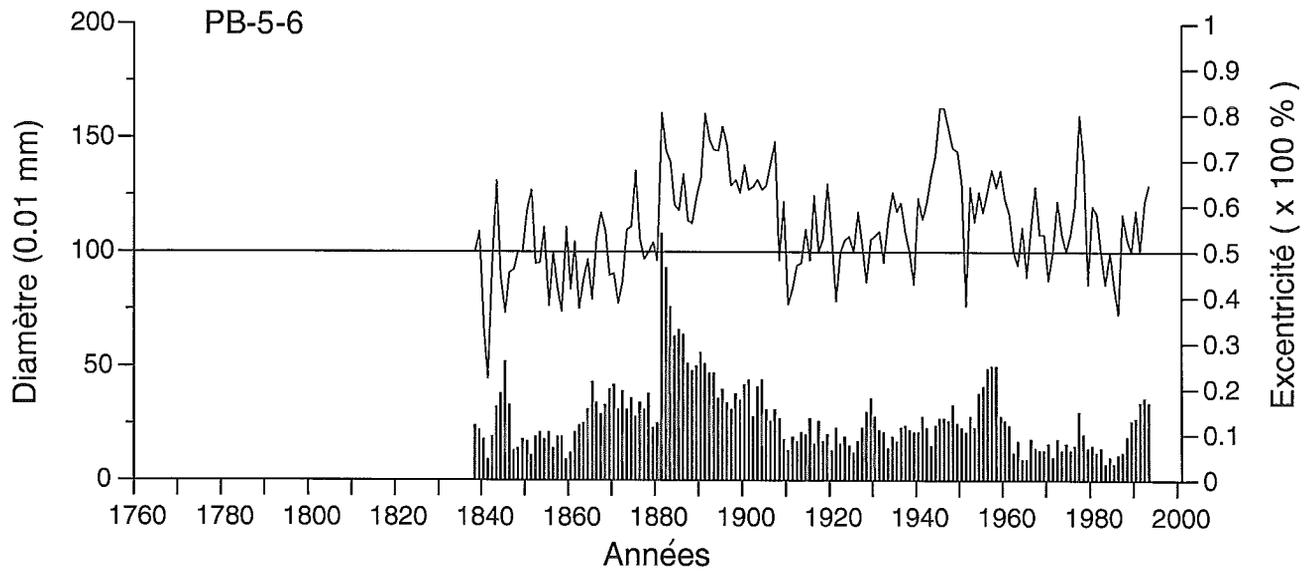
Annexe 1

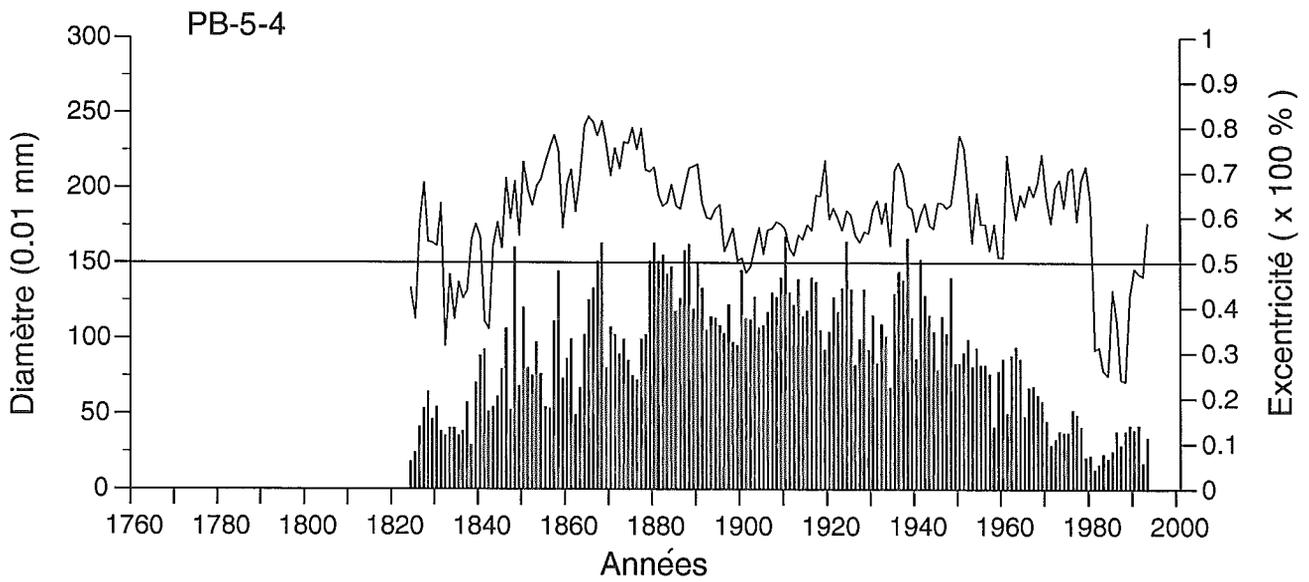
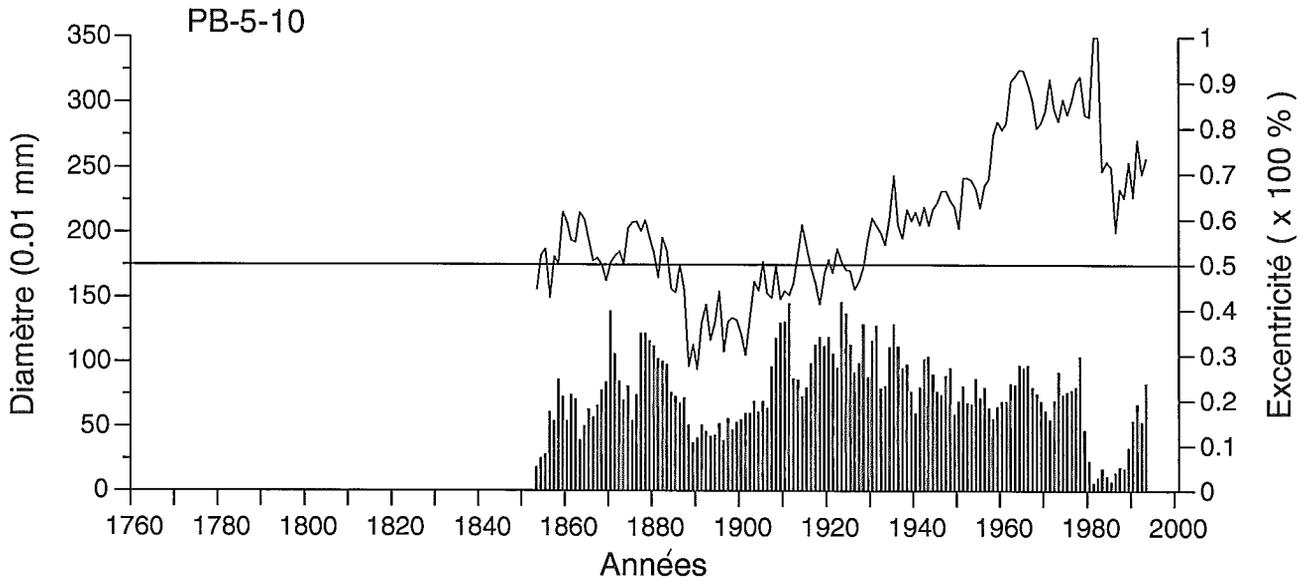
**Croissance en diamètre et excentricité de la croissance radiale des
arbres échantillonnés sur les sites de contrôle**

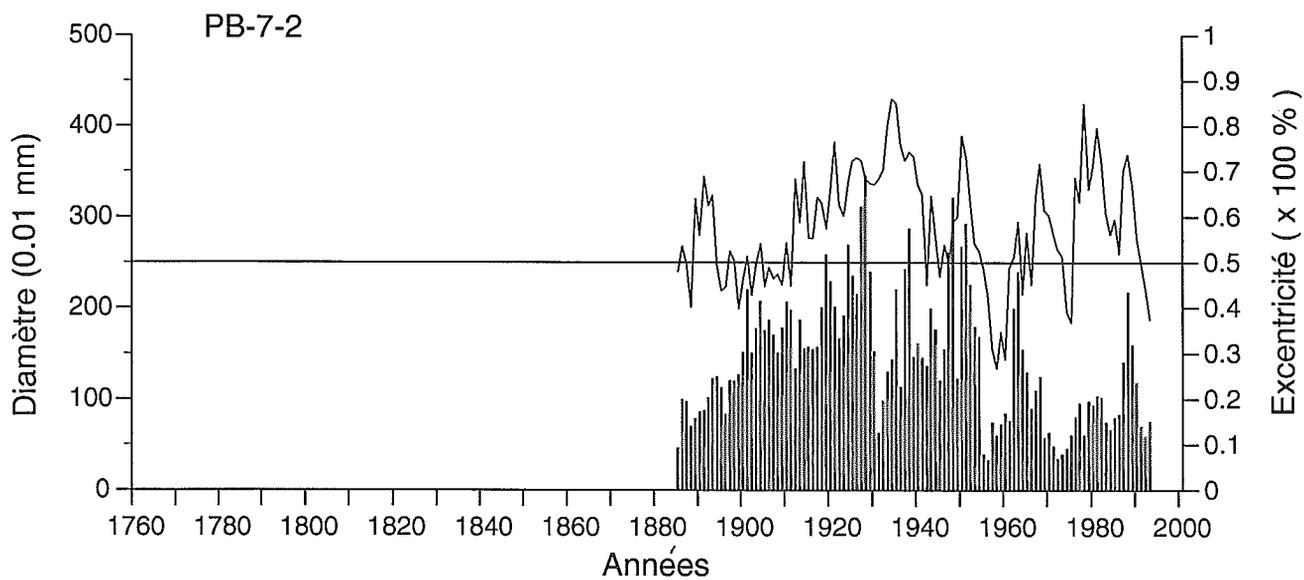
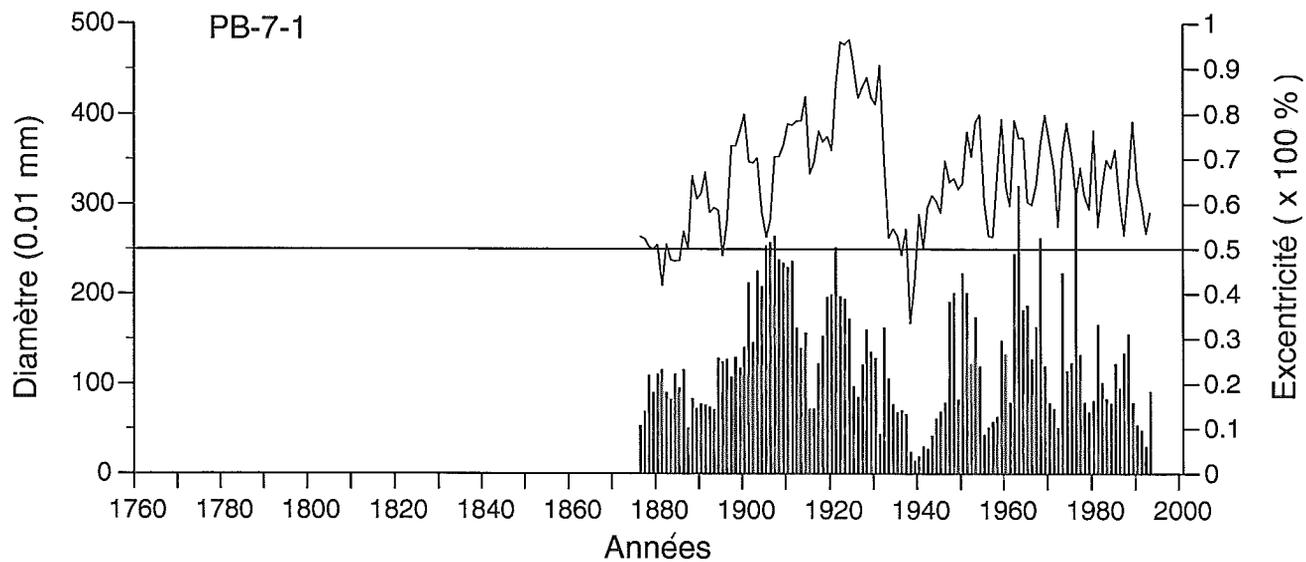
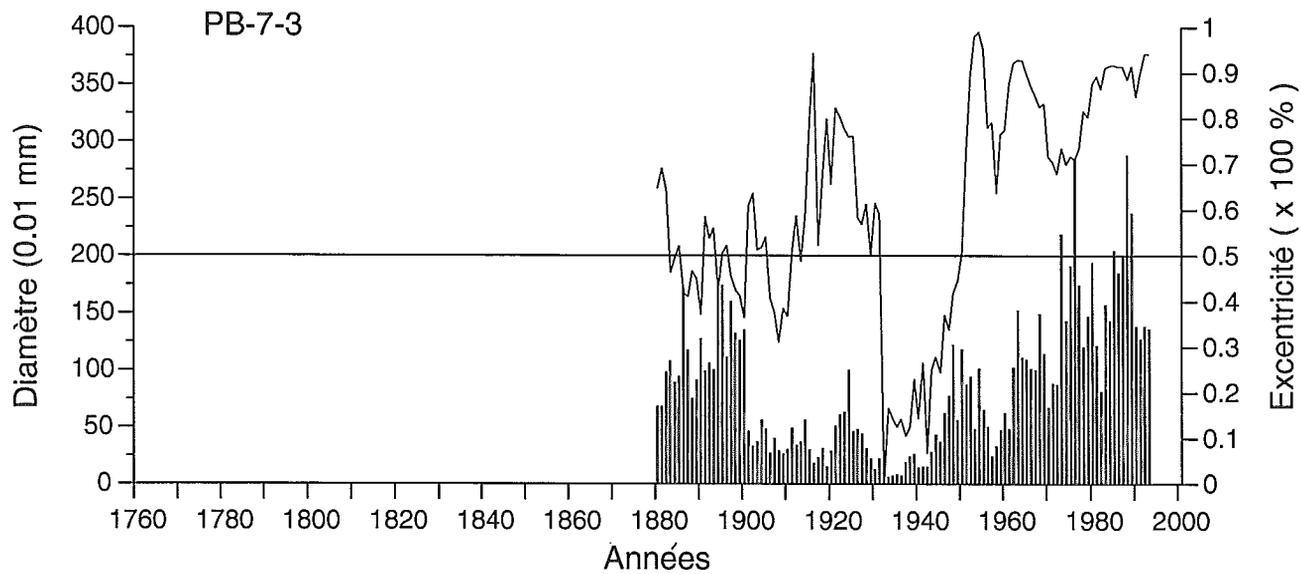


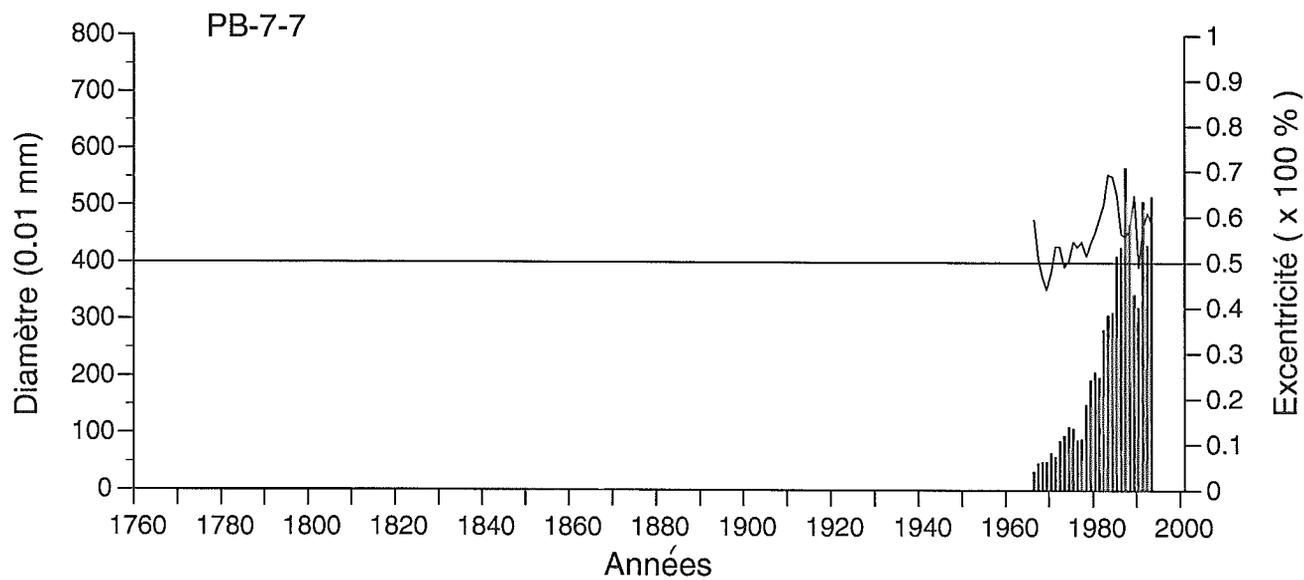
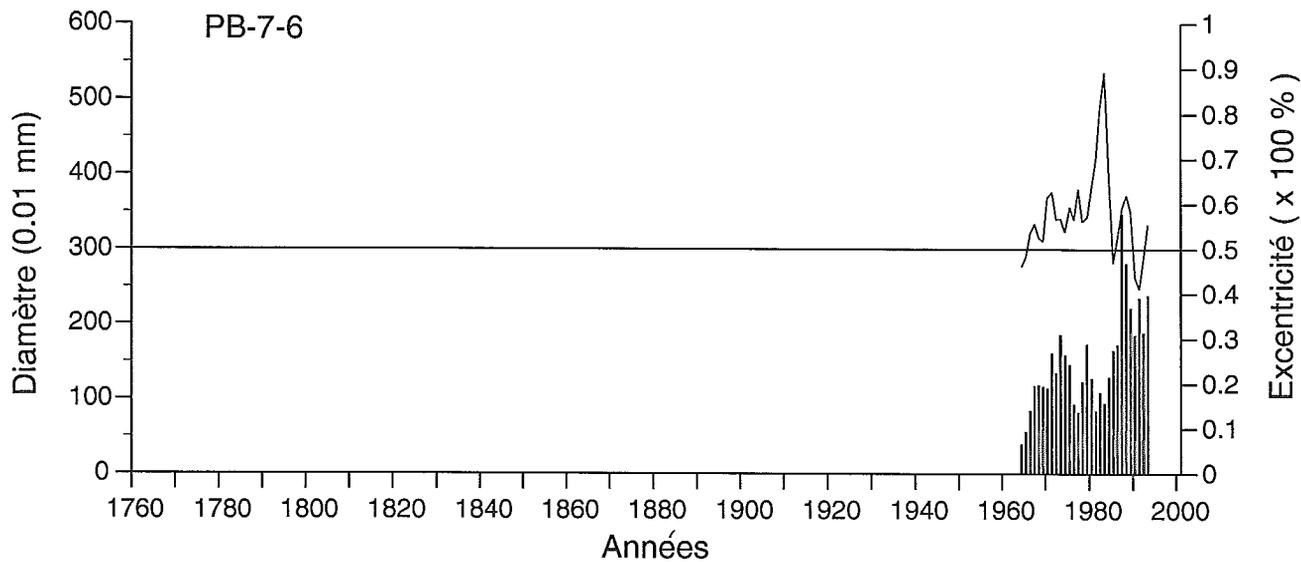
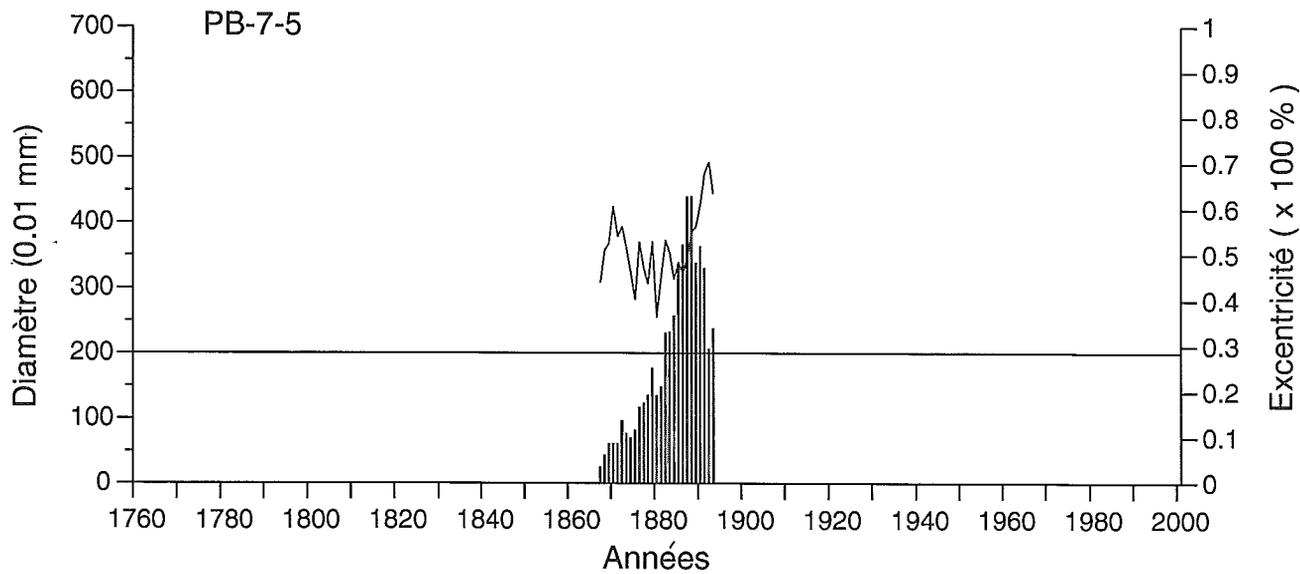


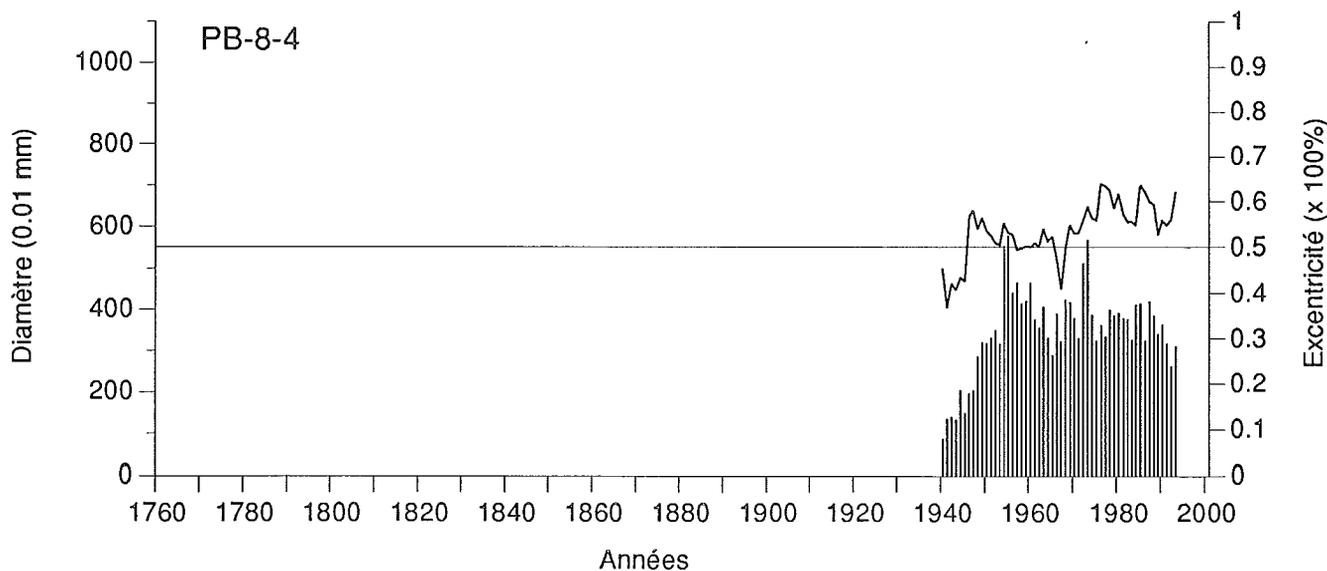
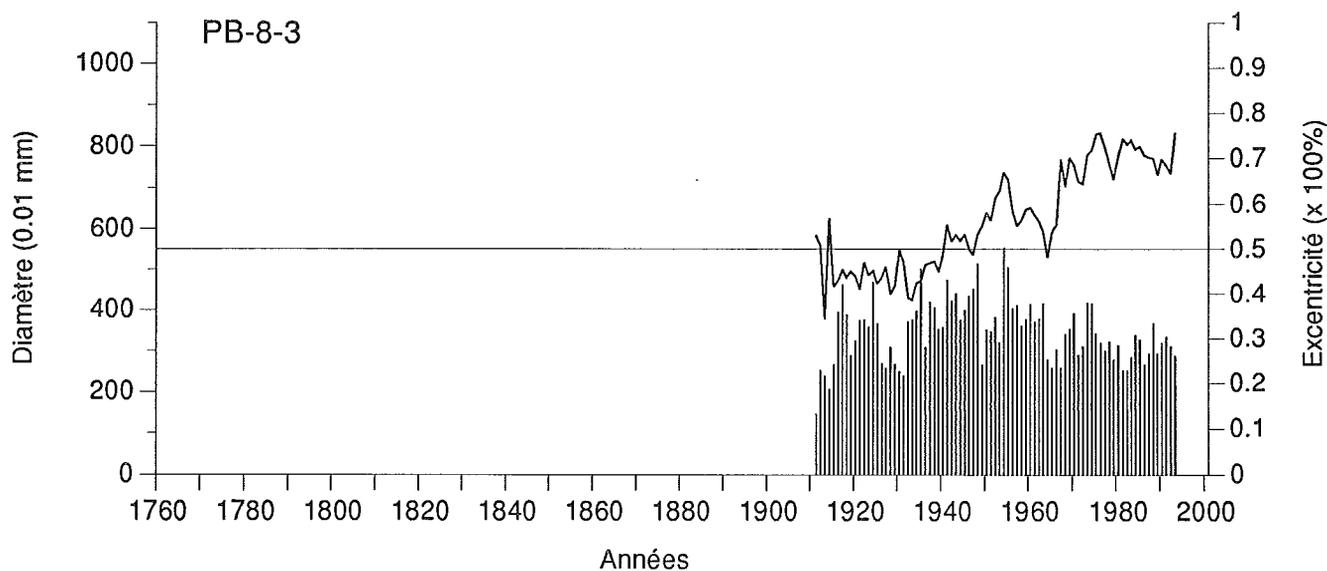
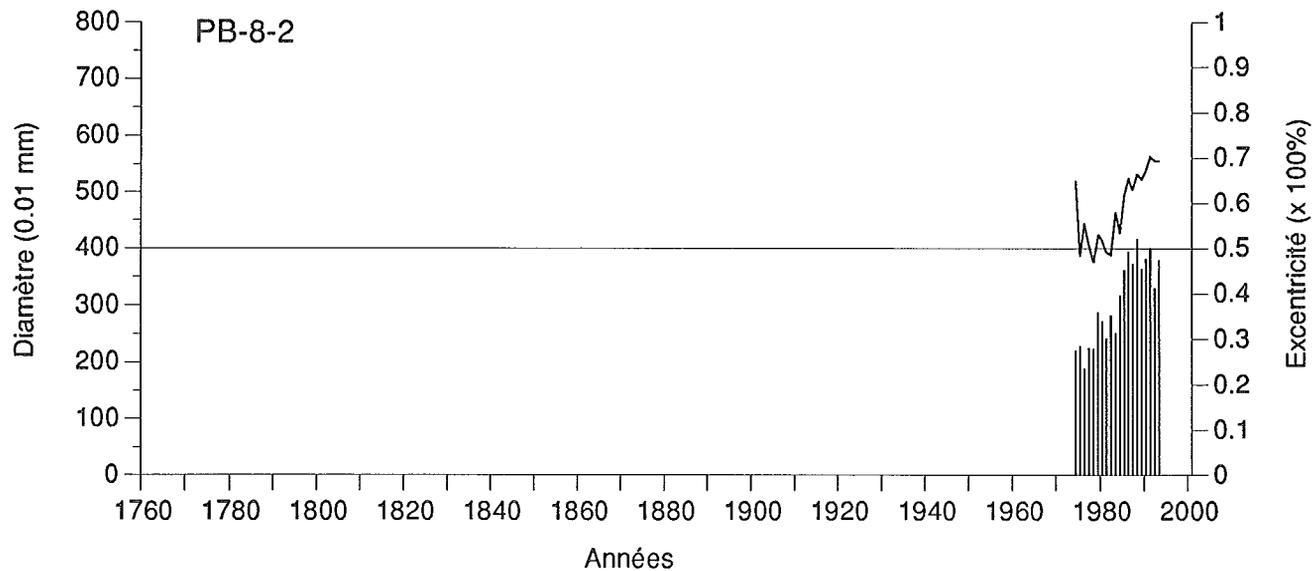


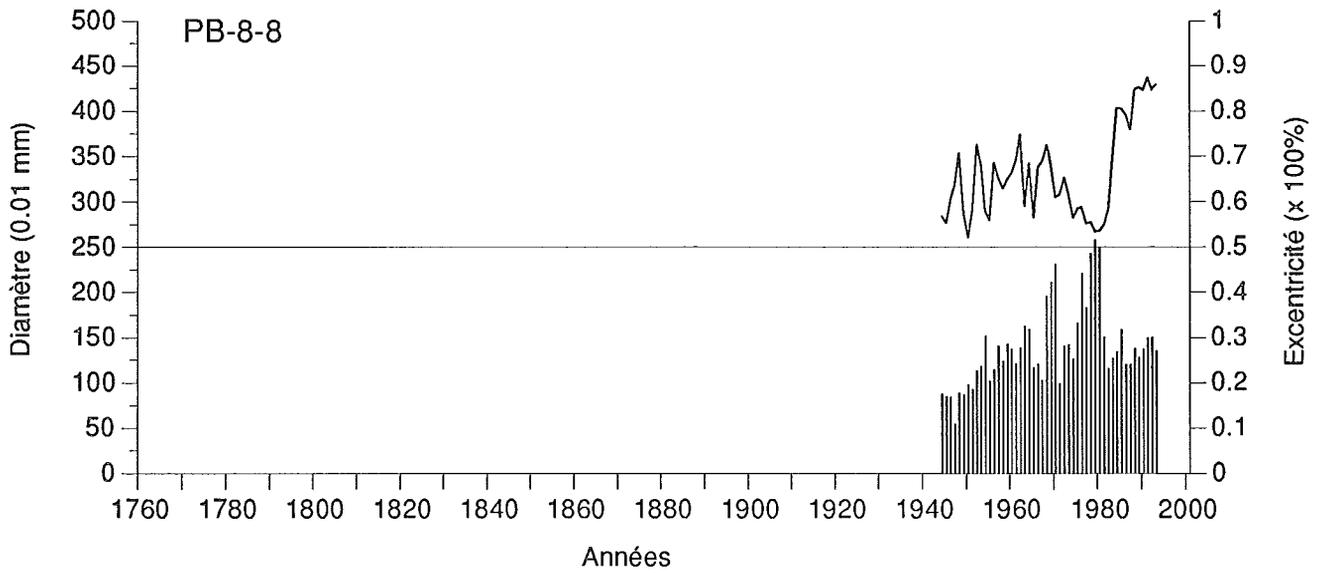
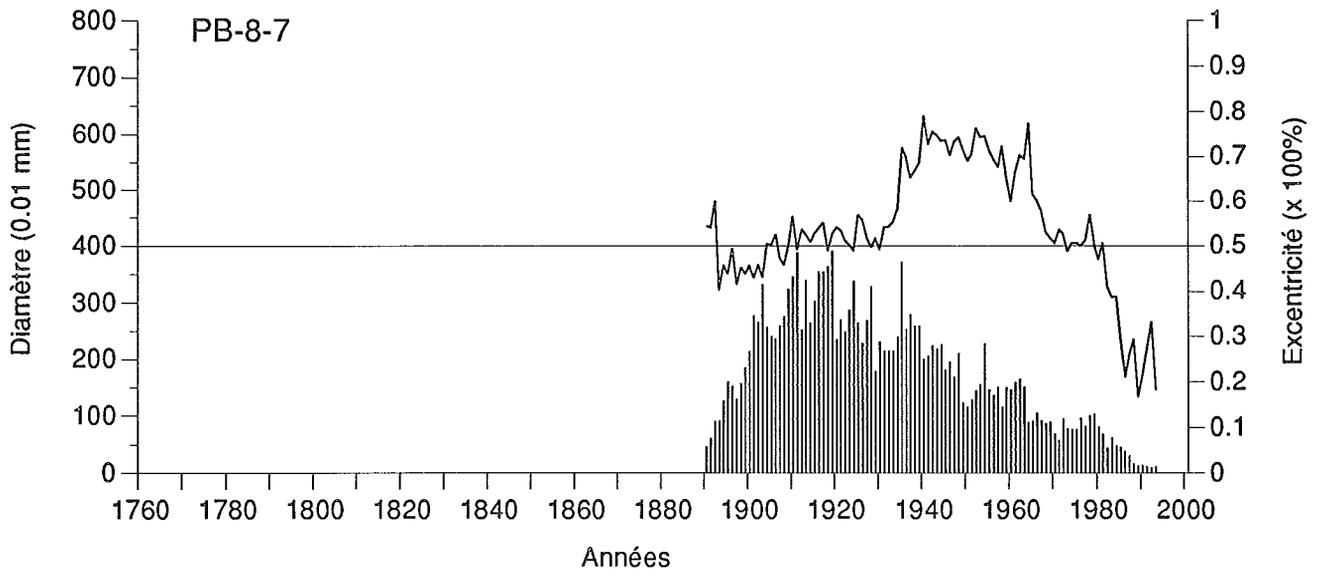


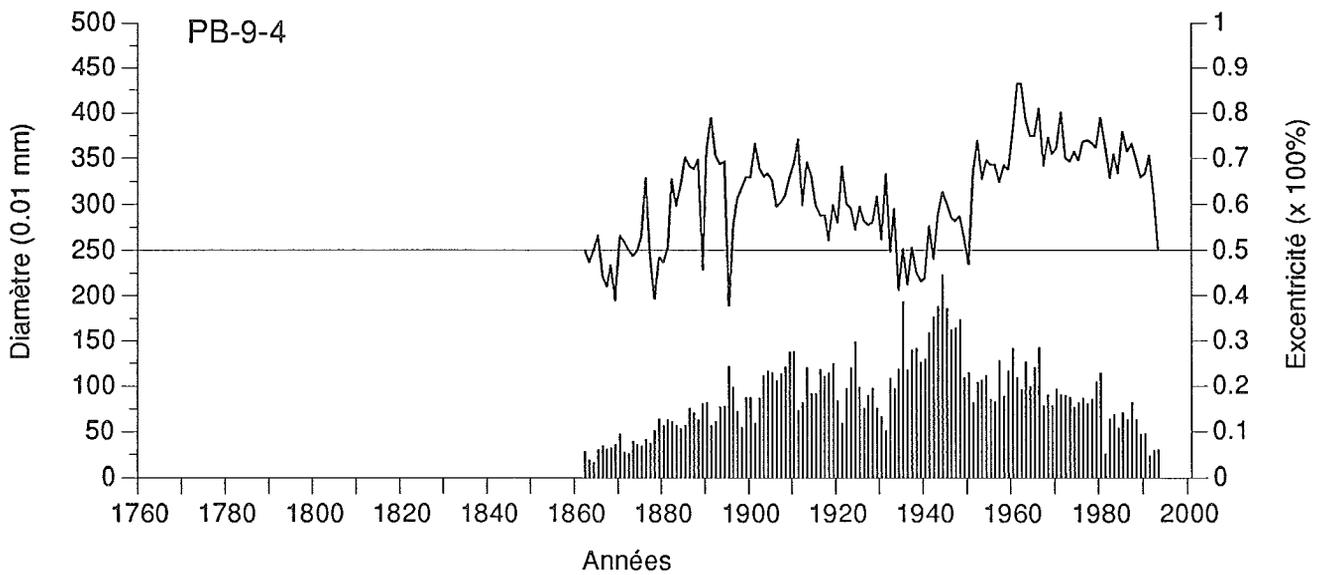
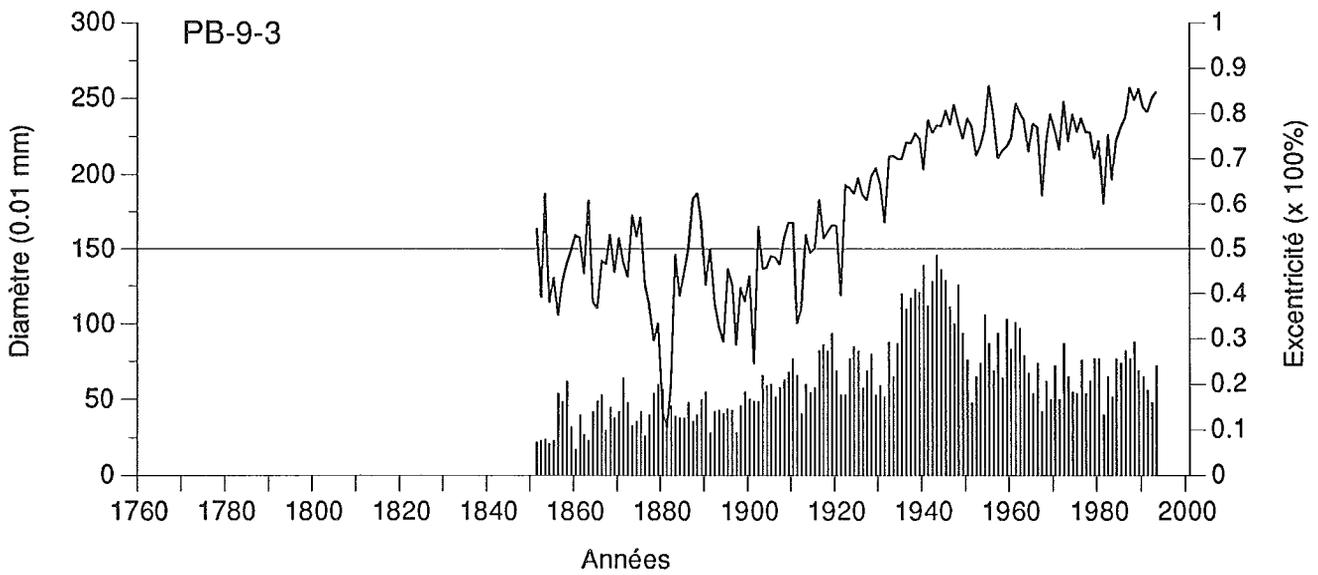
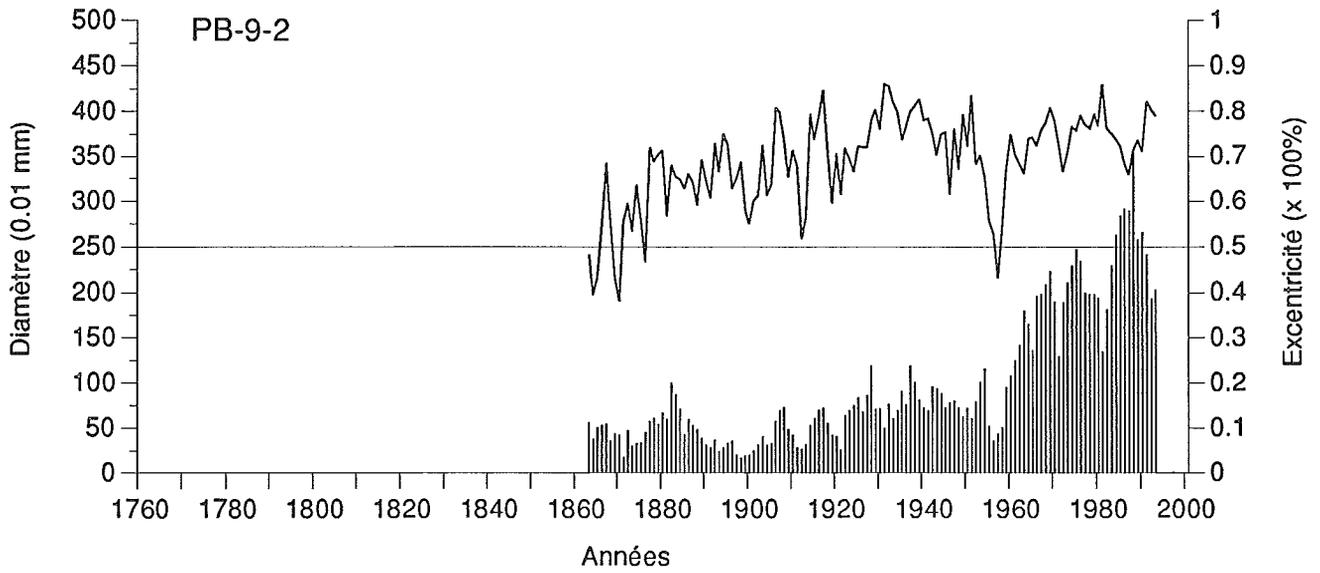


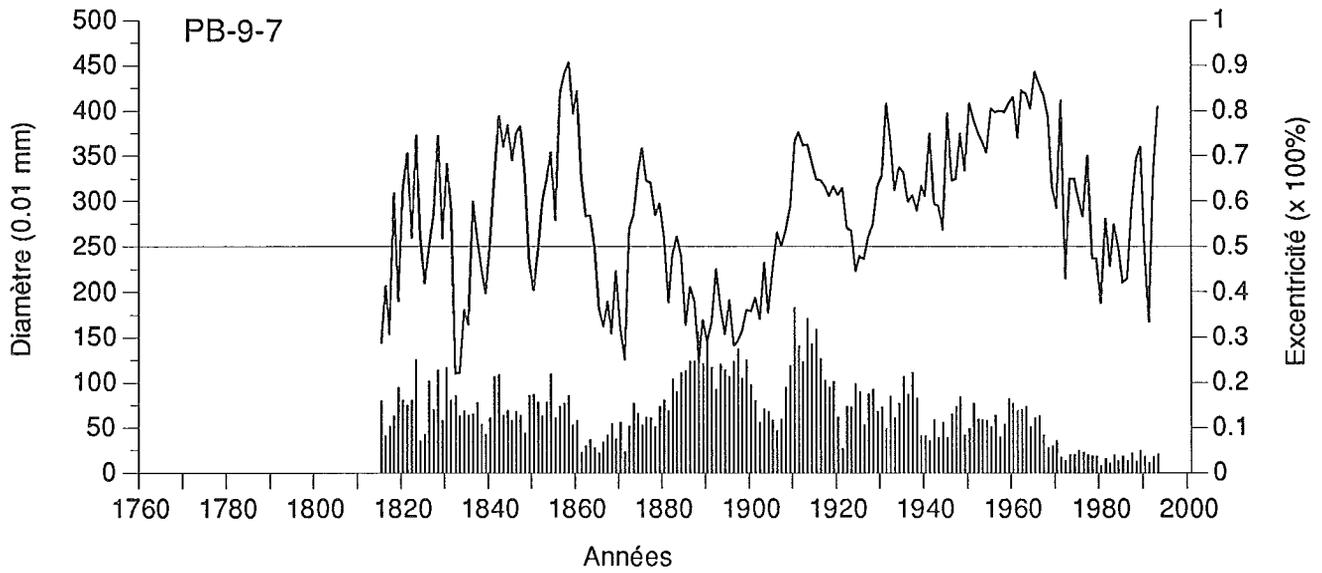
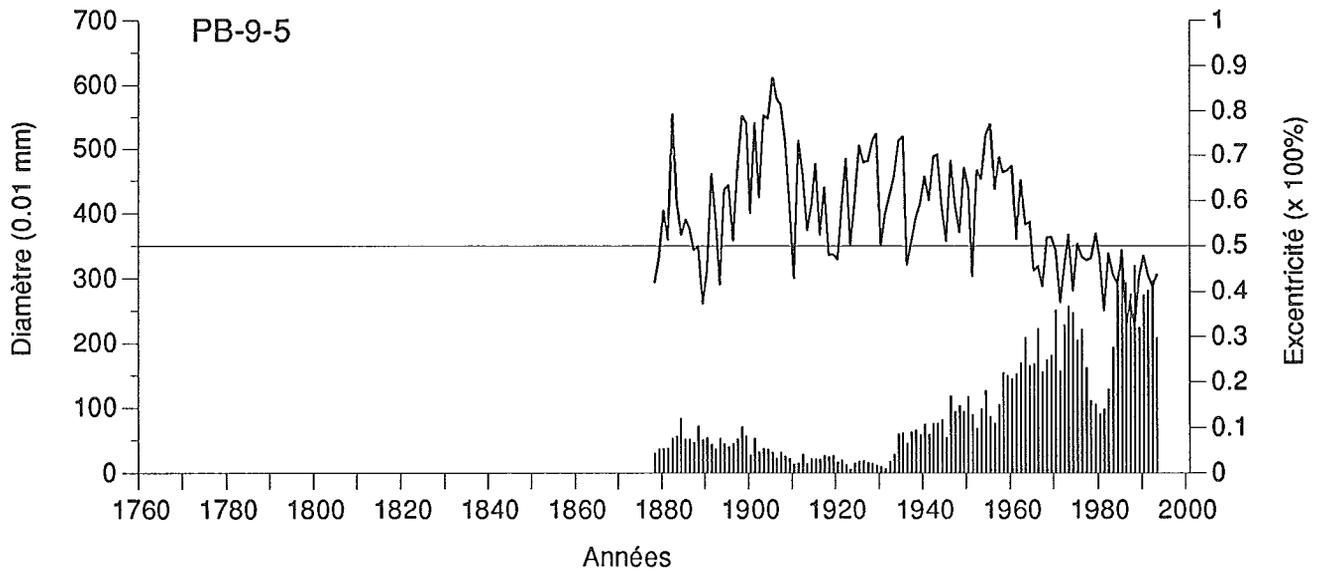


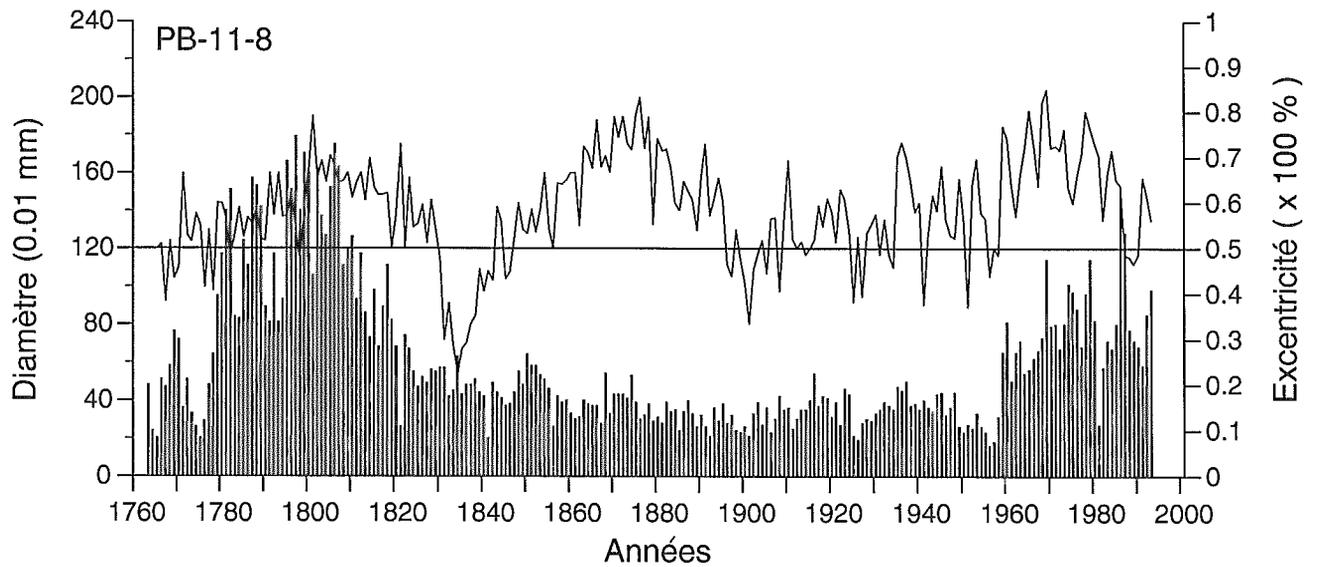
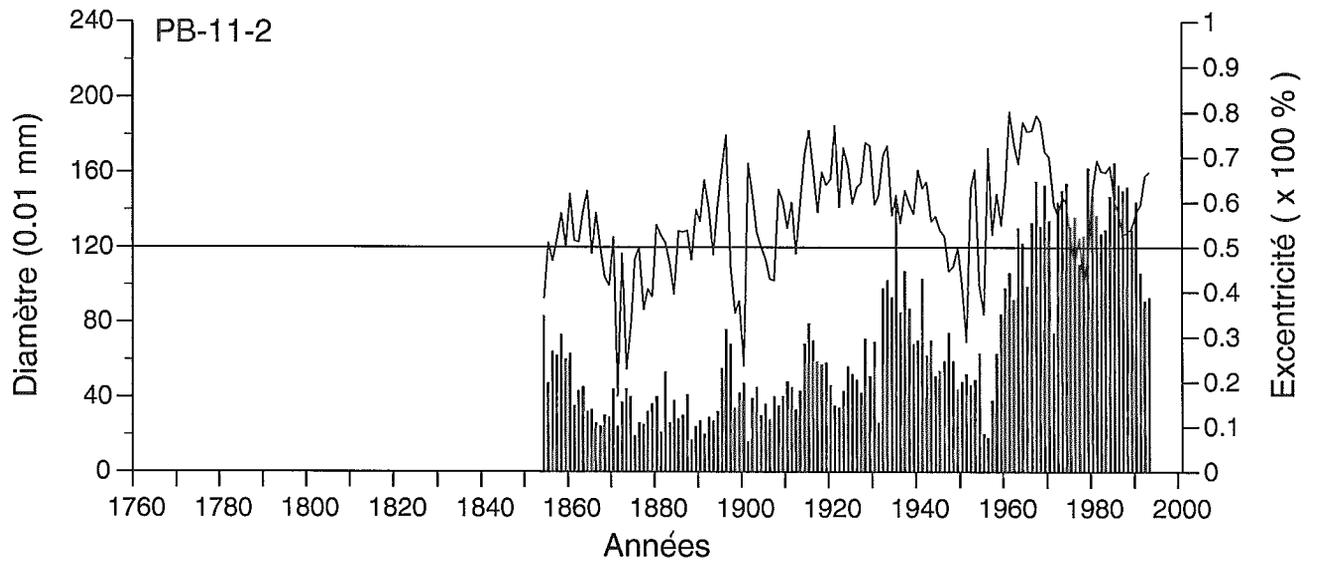
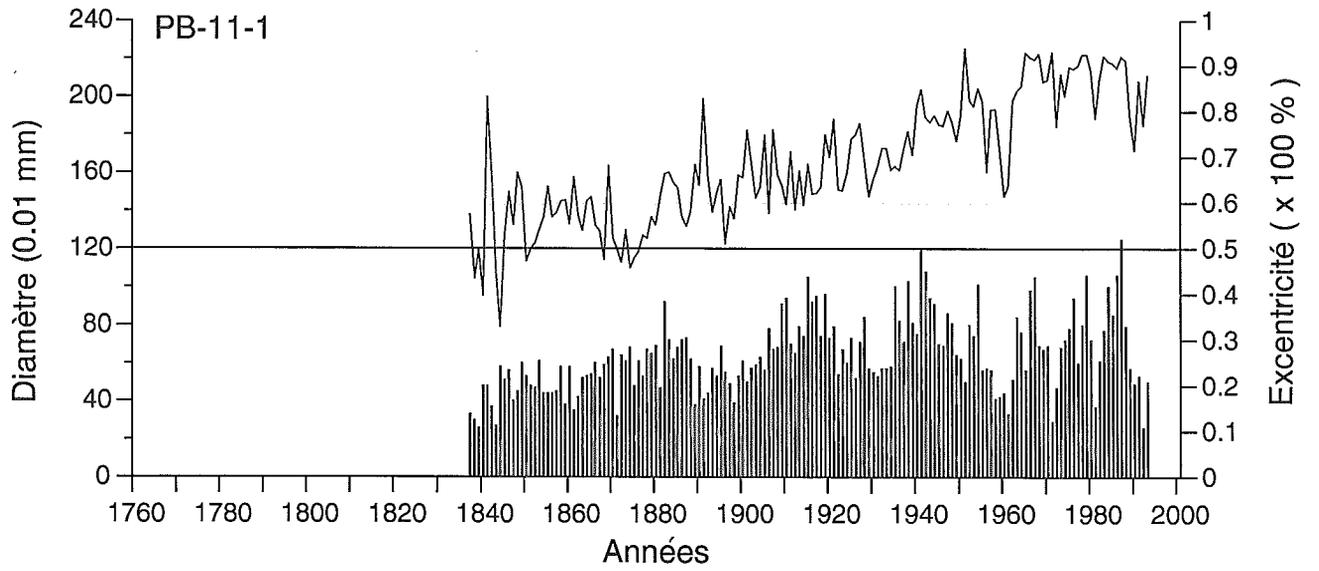


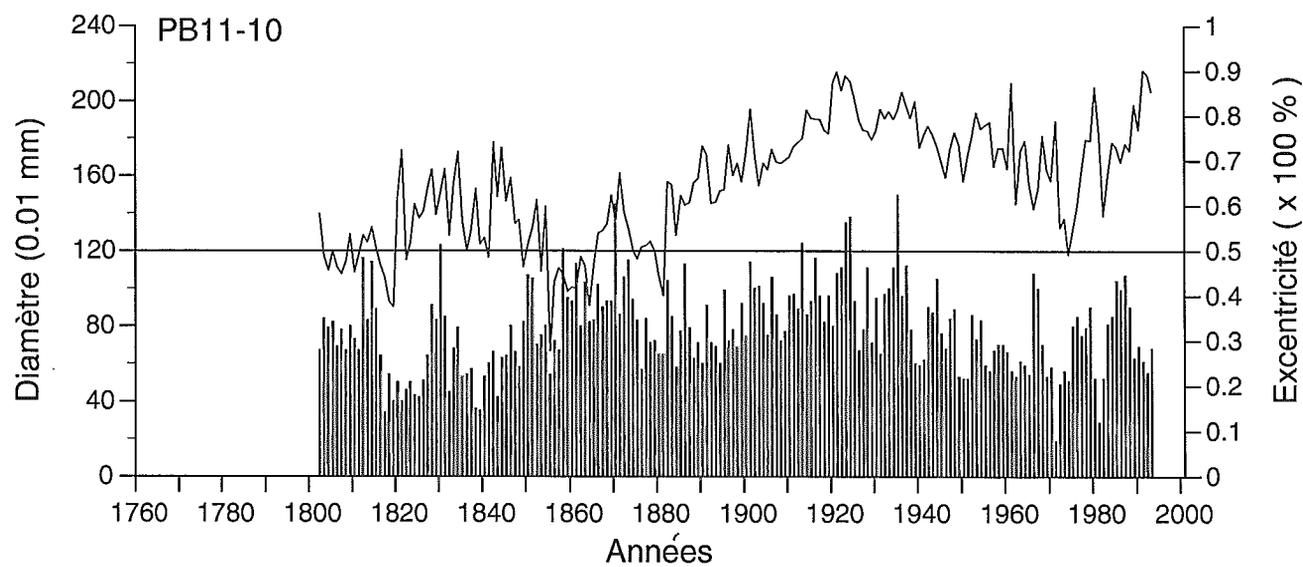
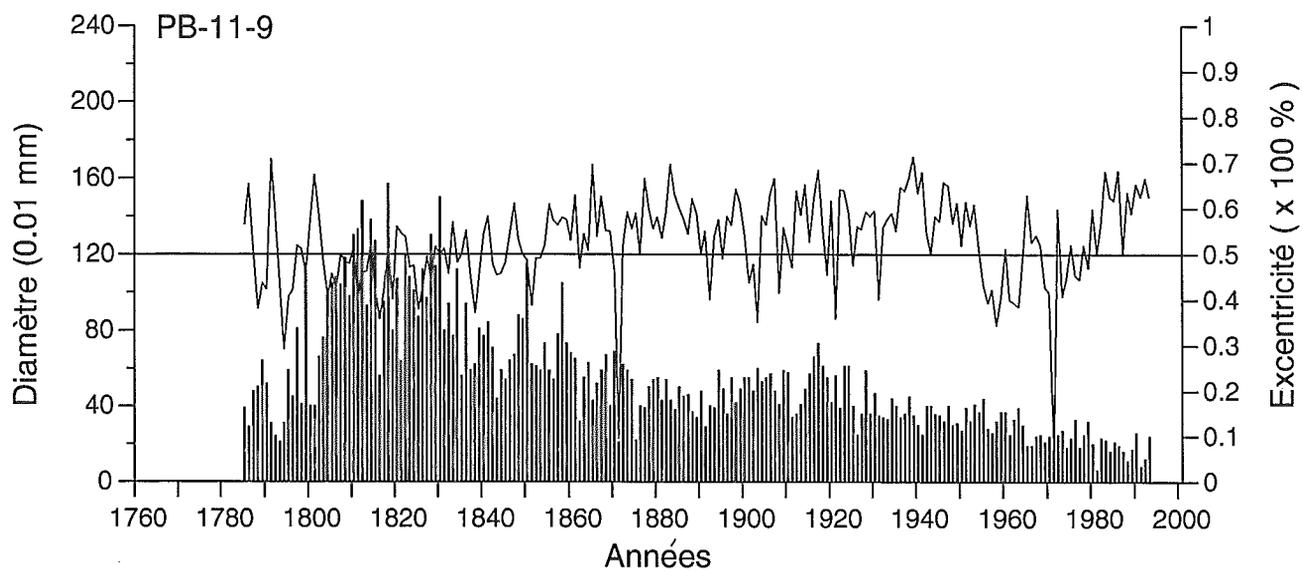


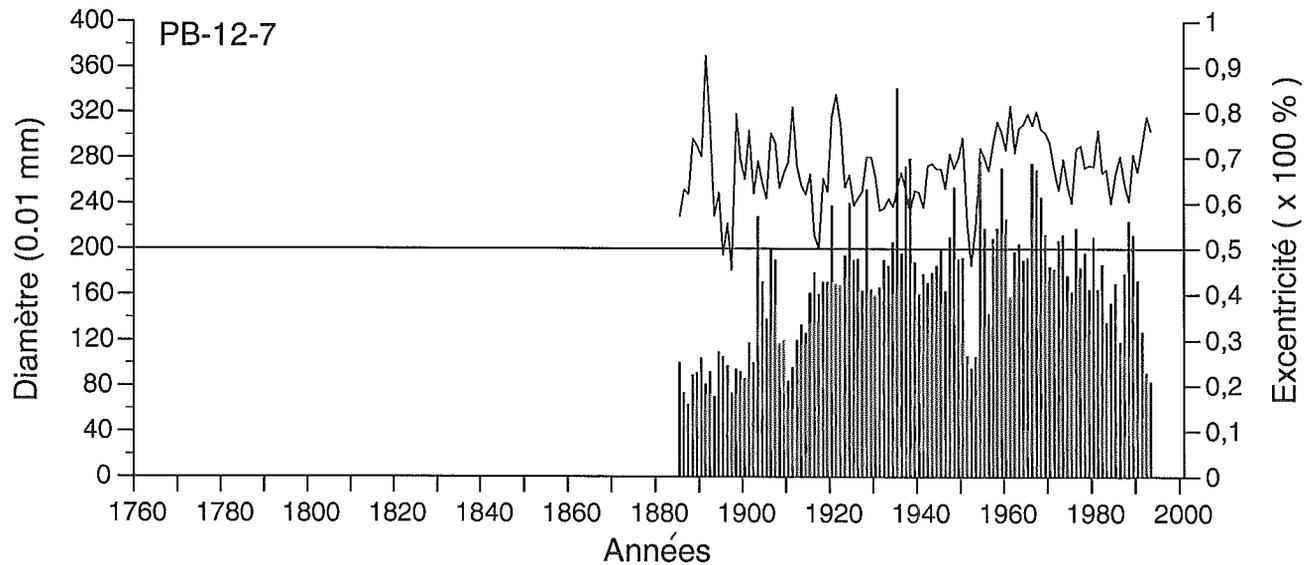
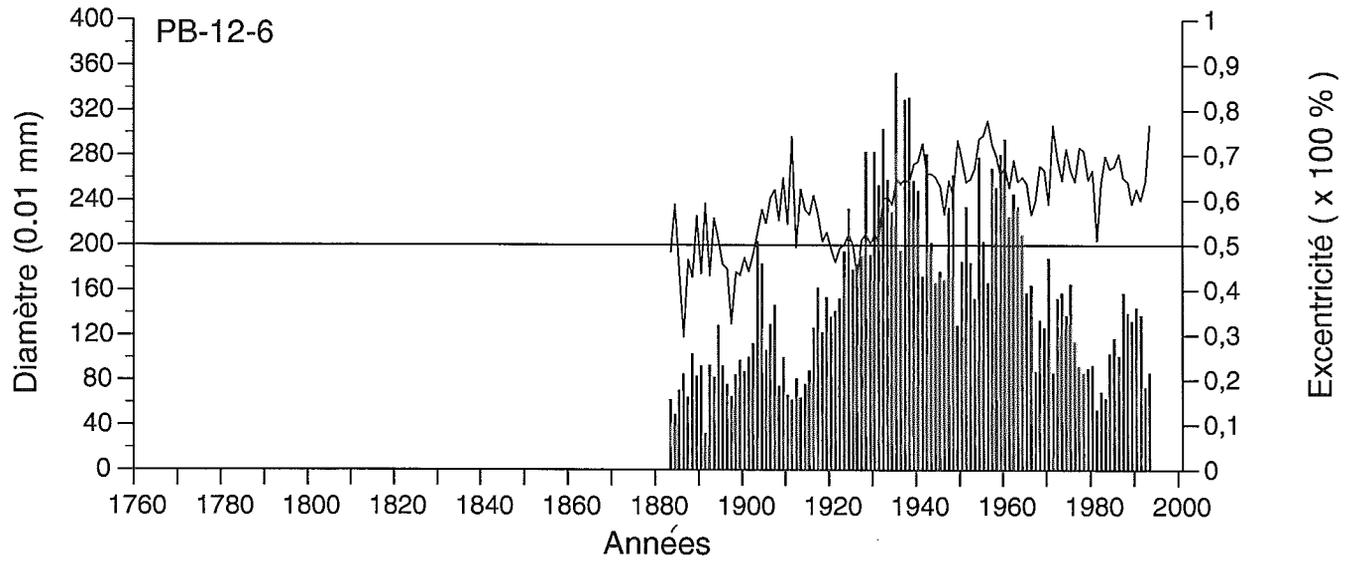
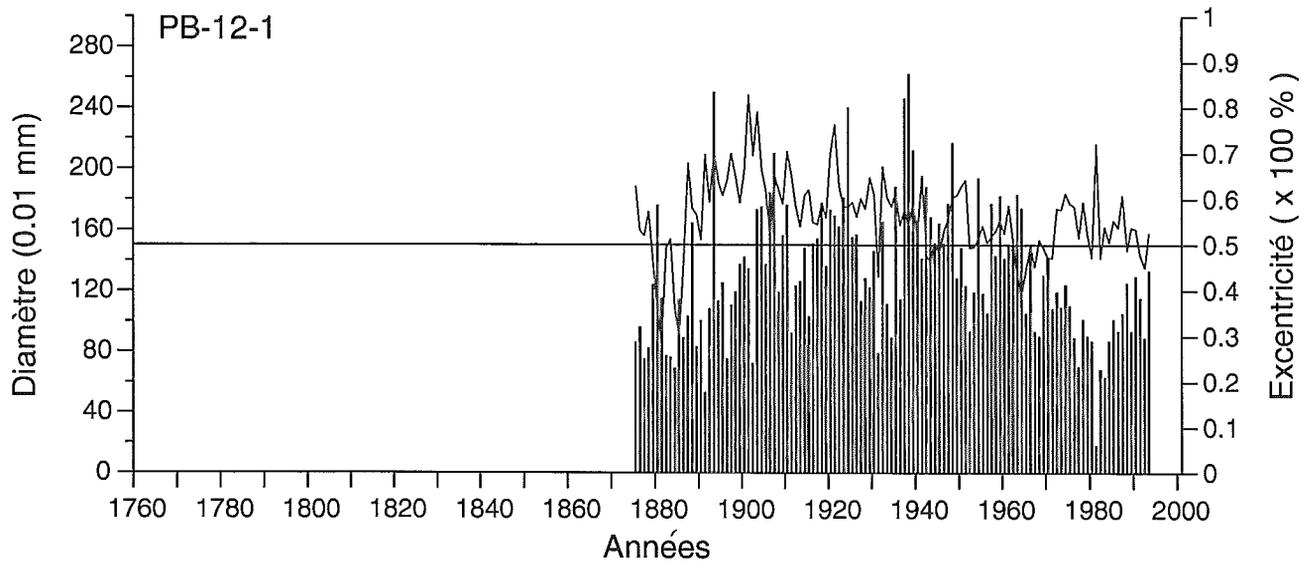


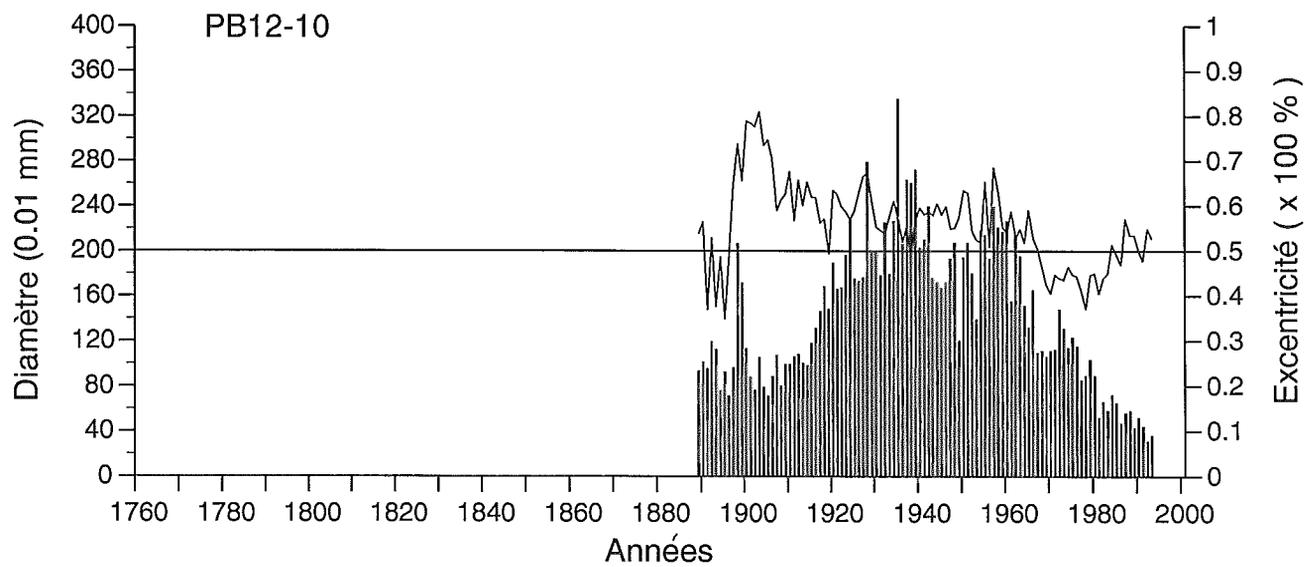
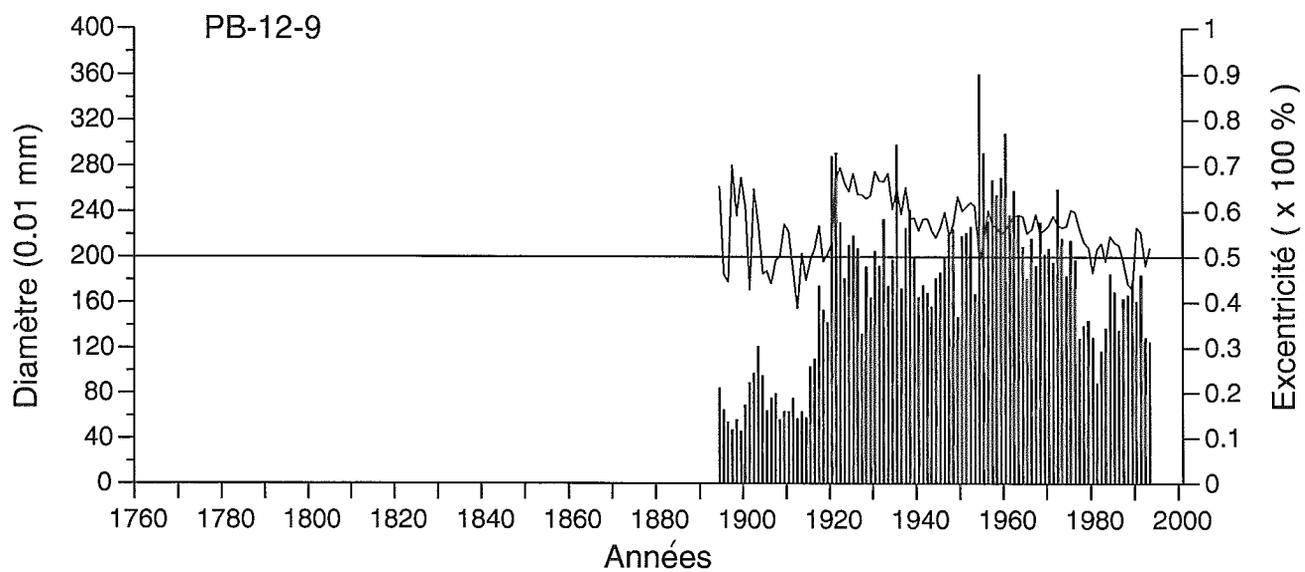


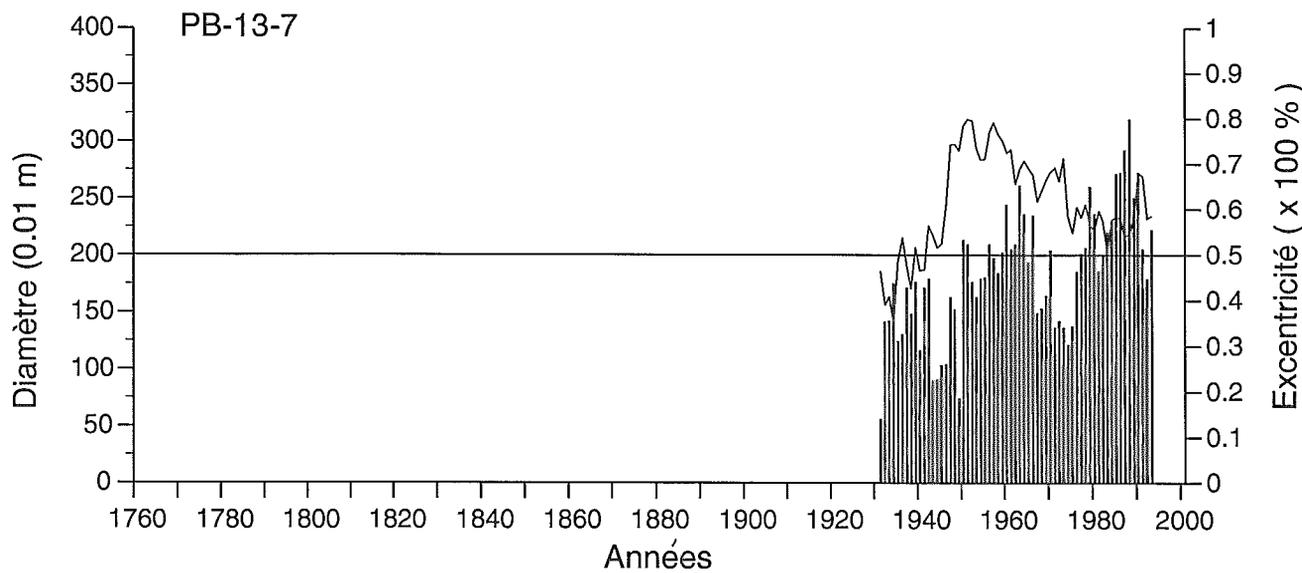
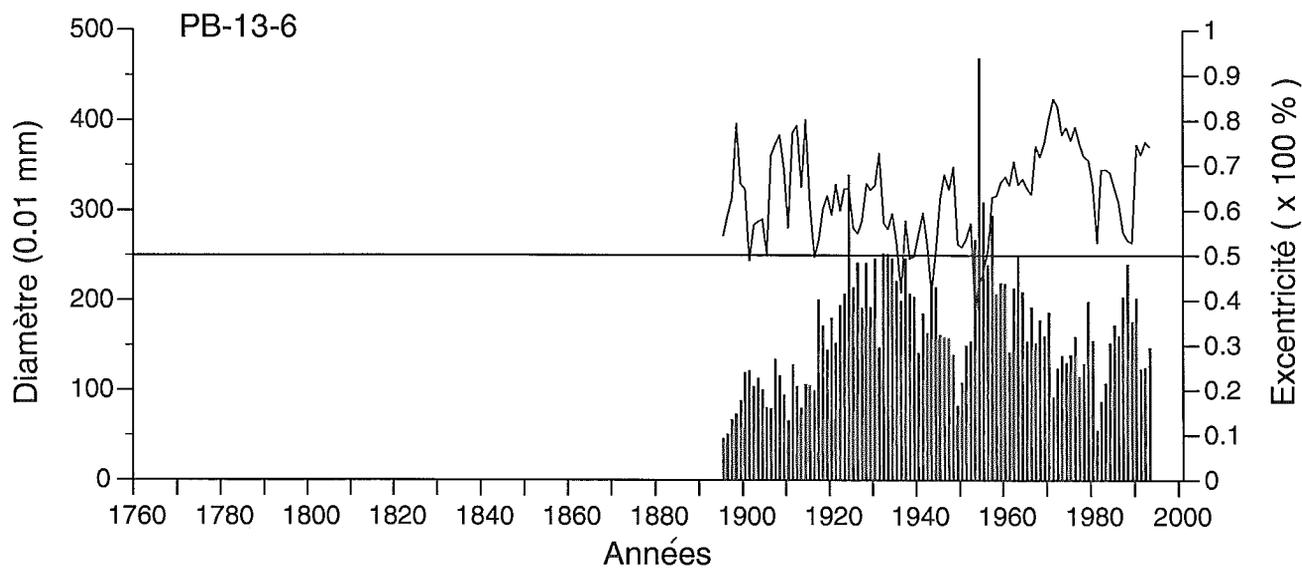
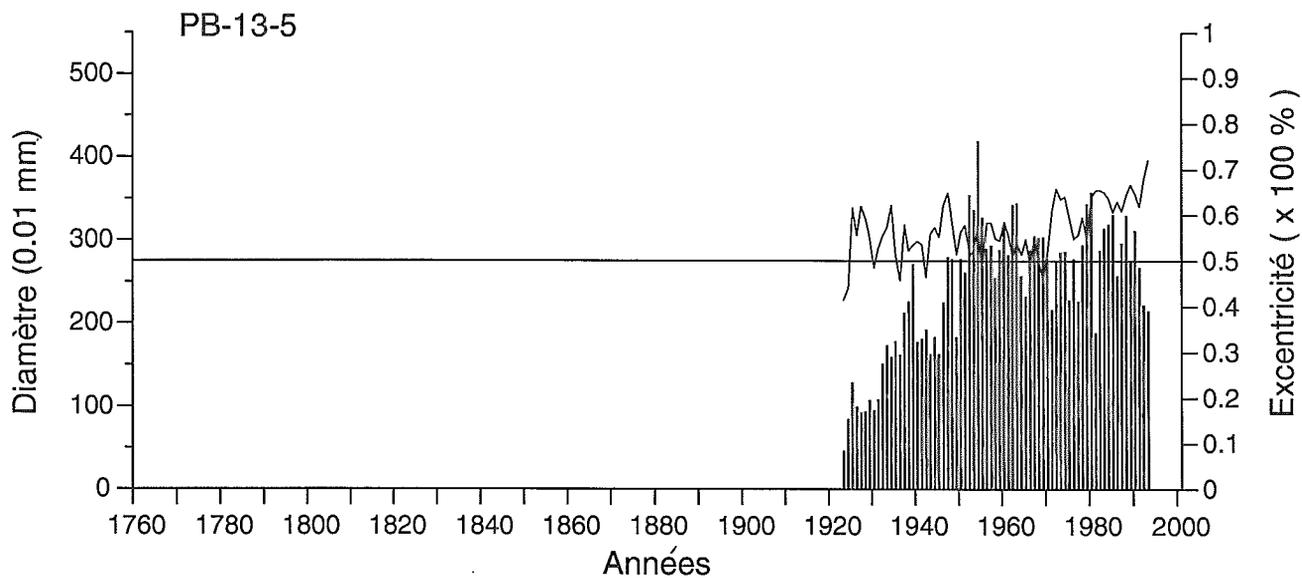


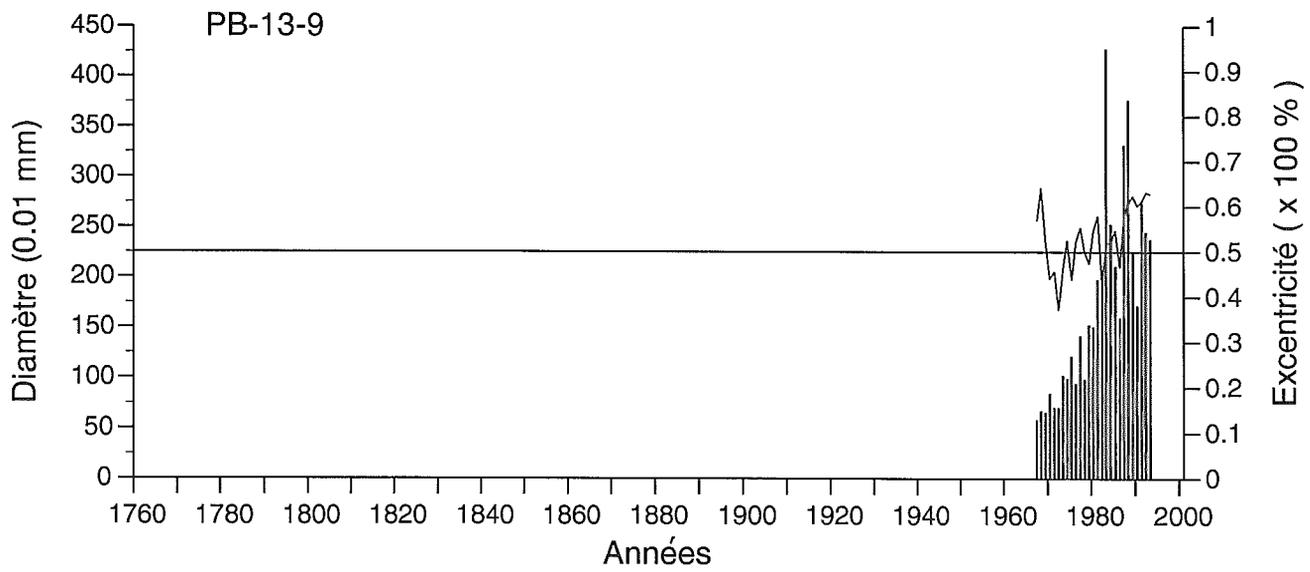
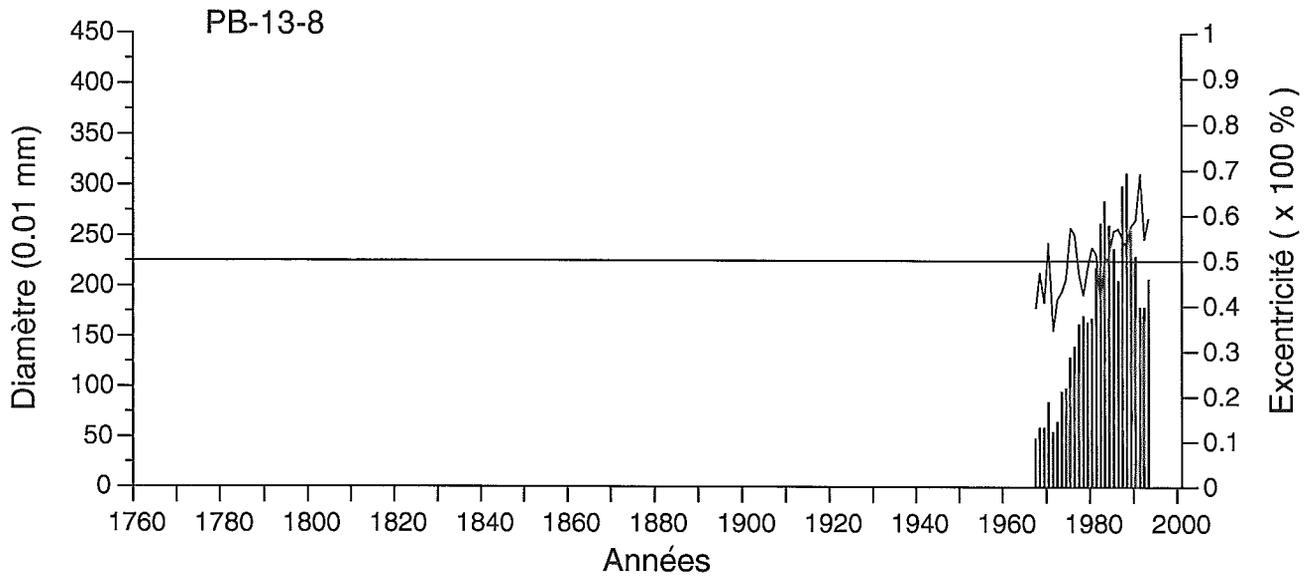


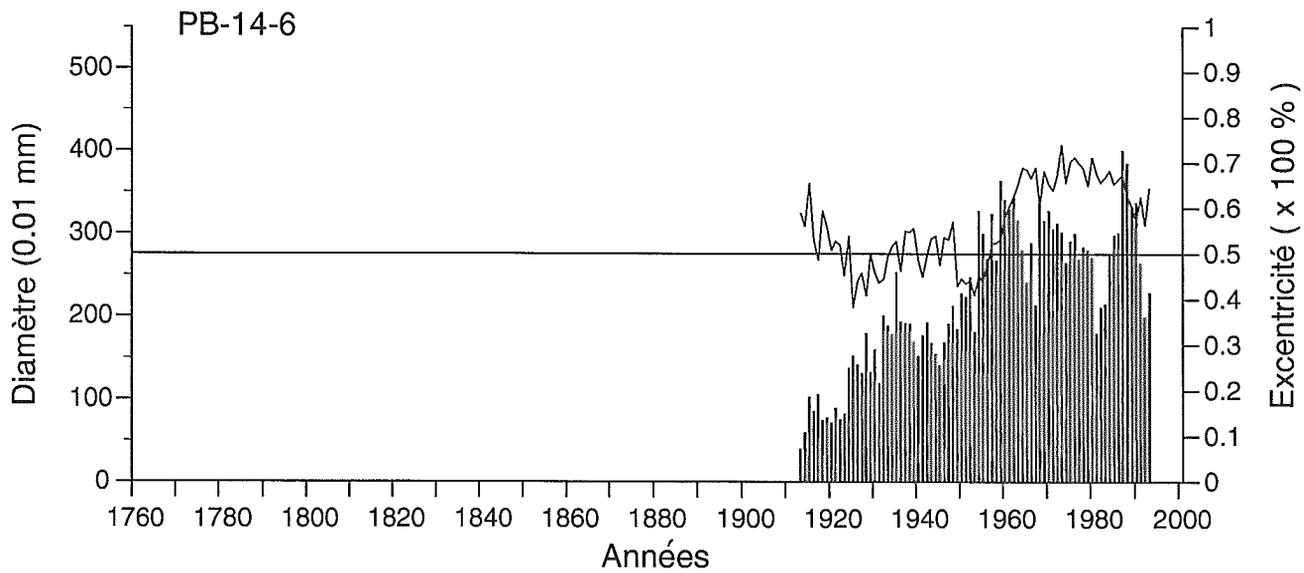
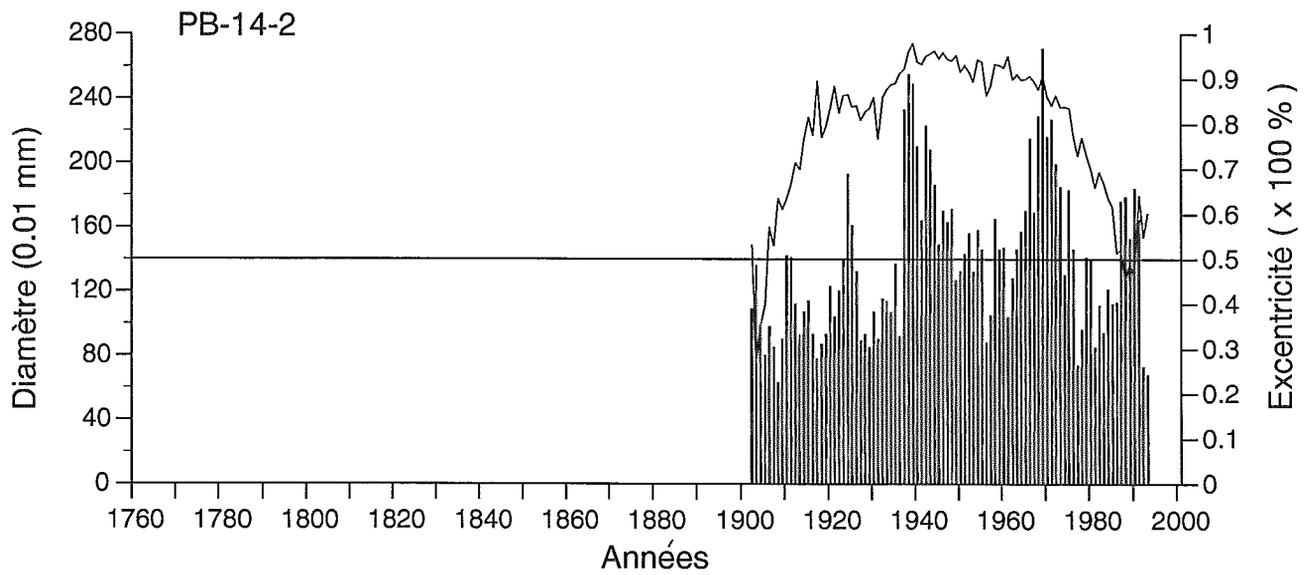
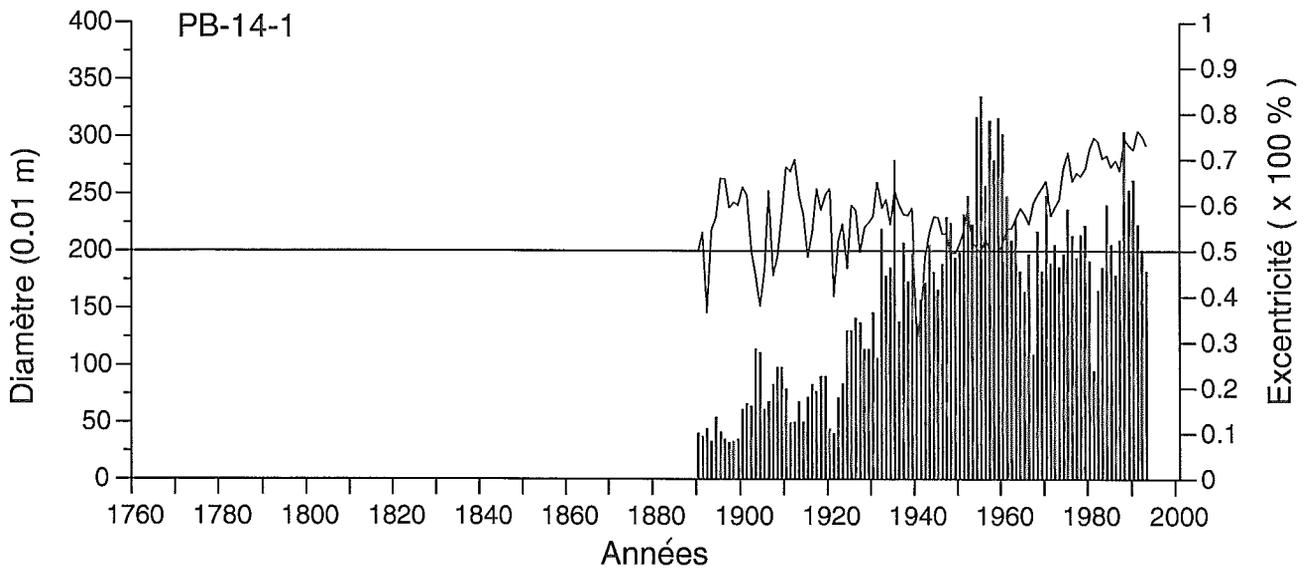


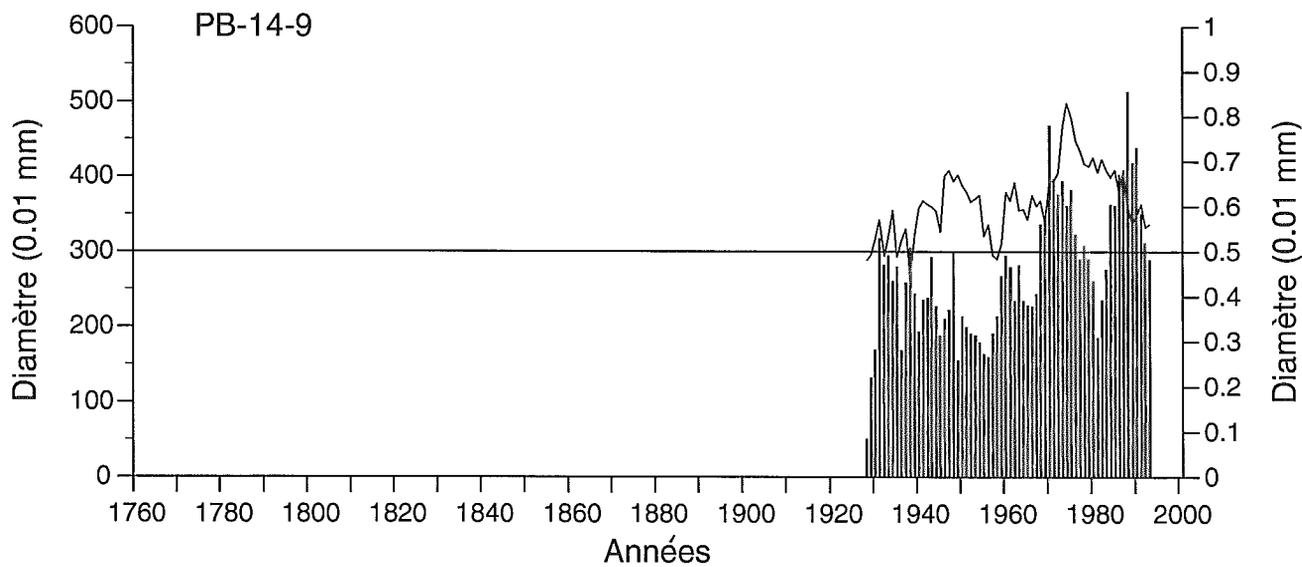
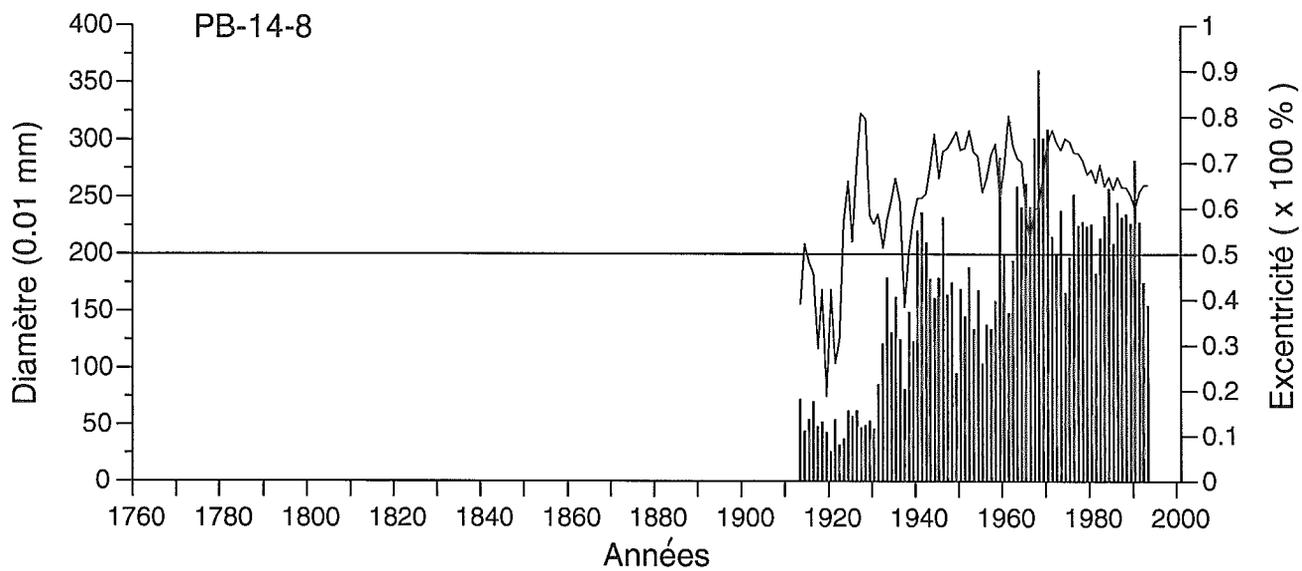


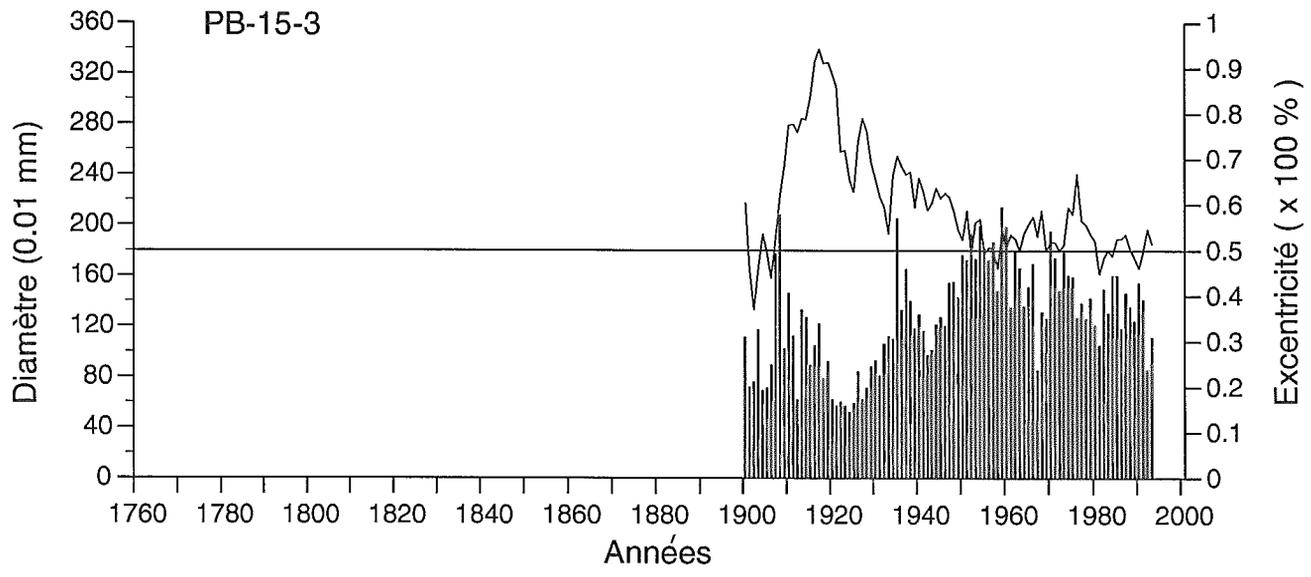
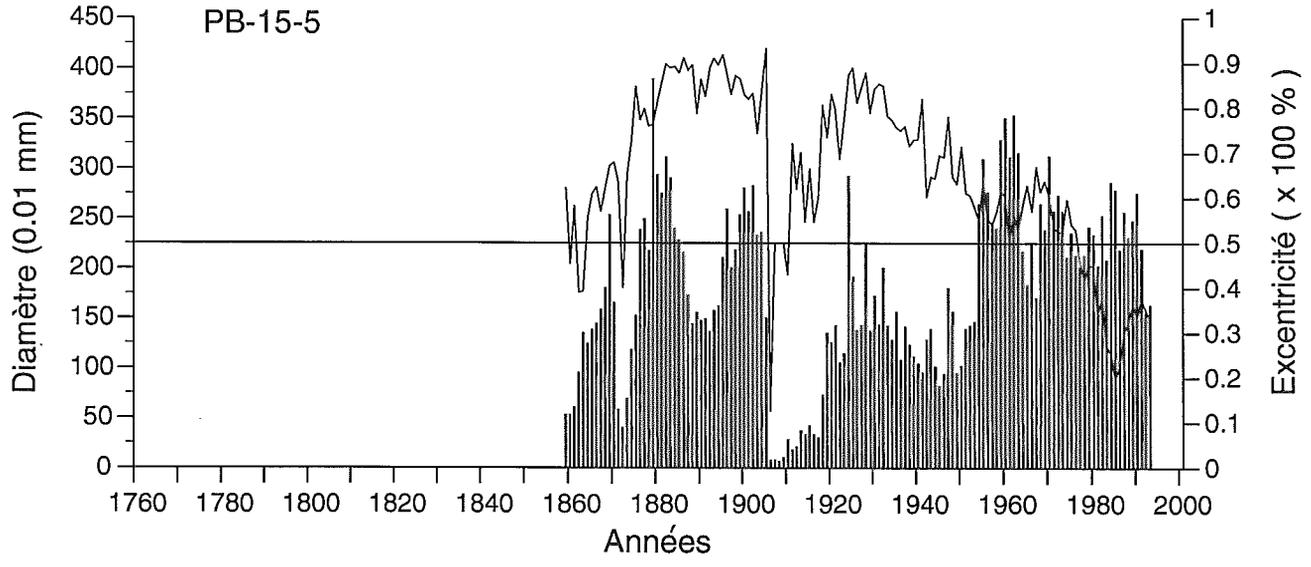
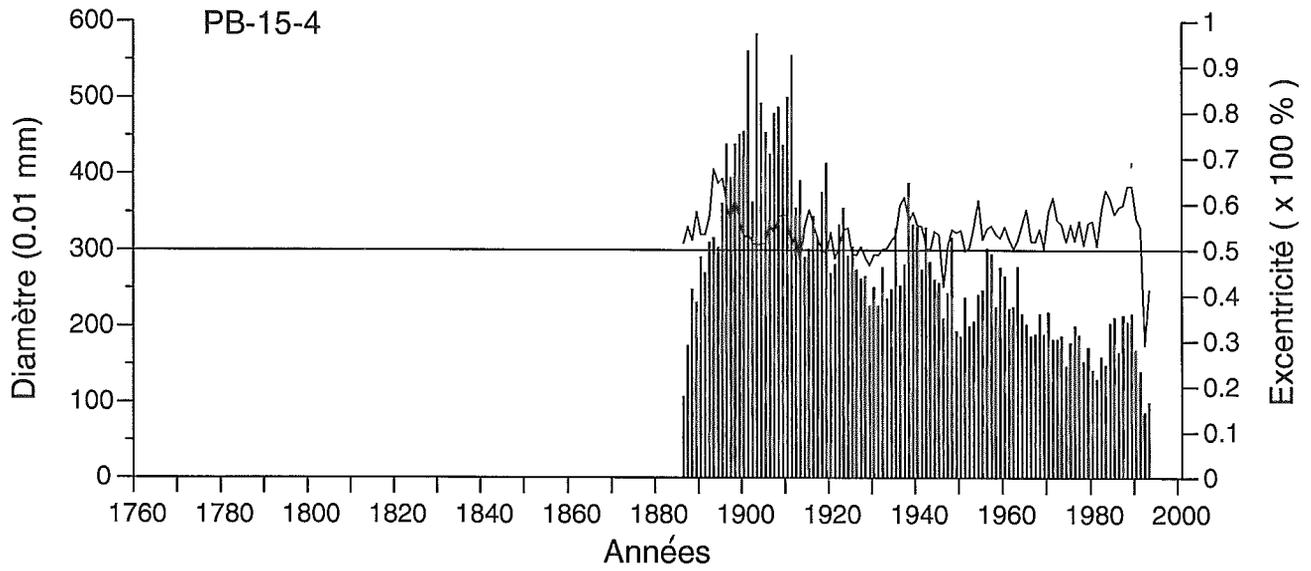


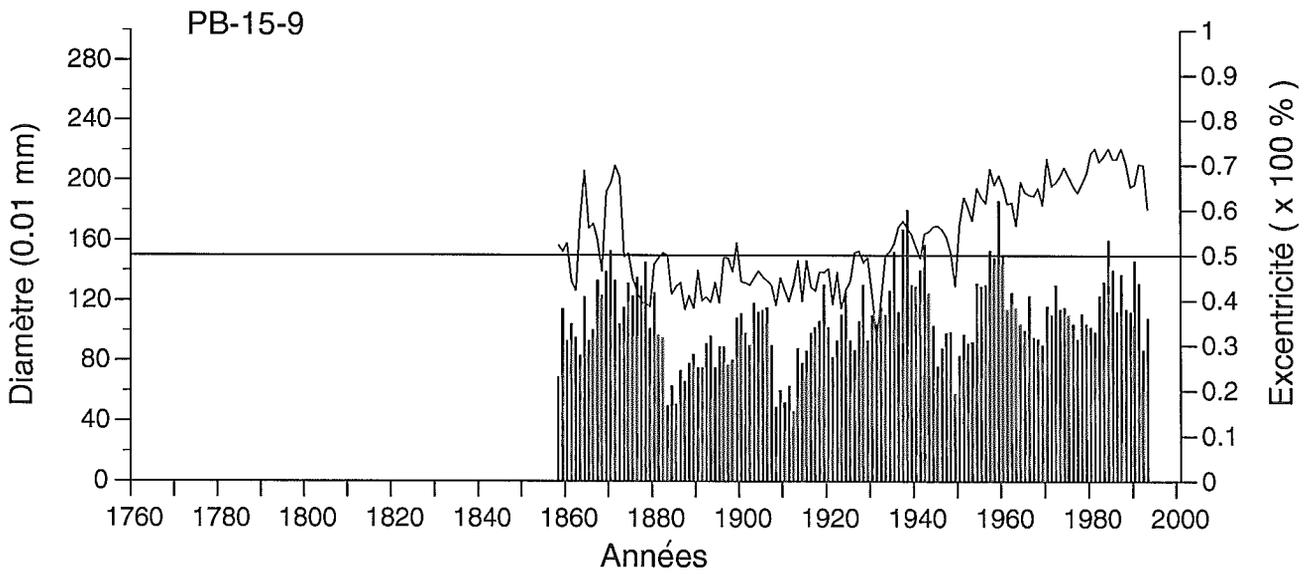
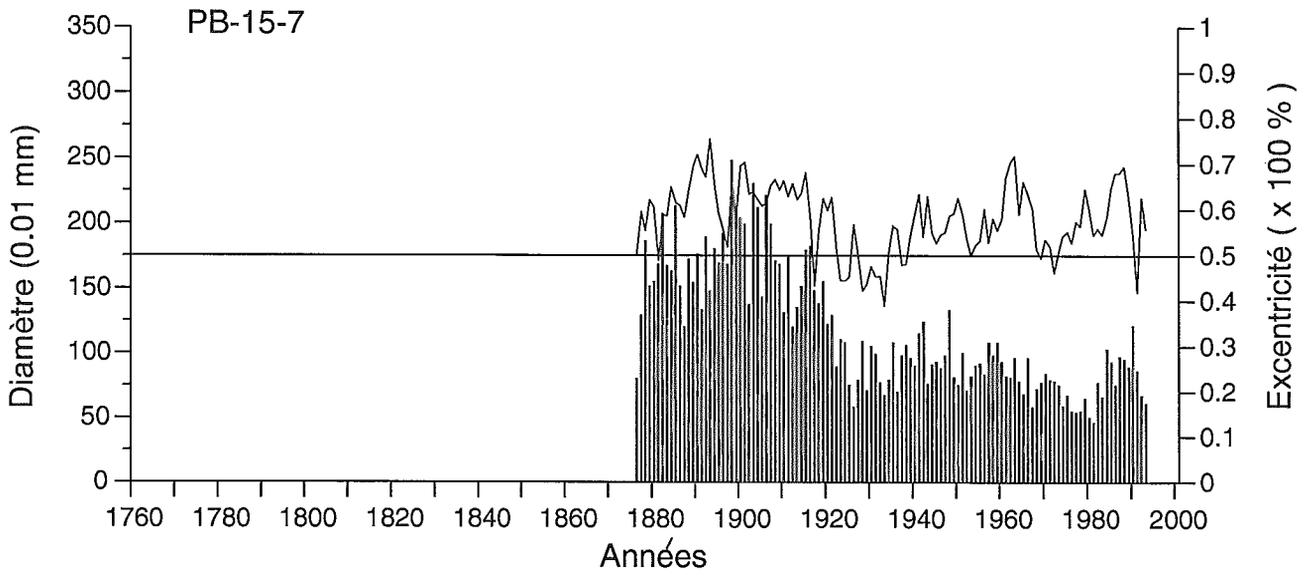


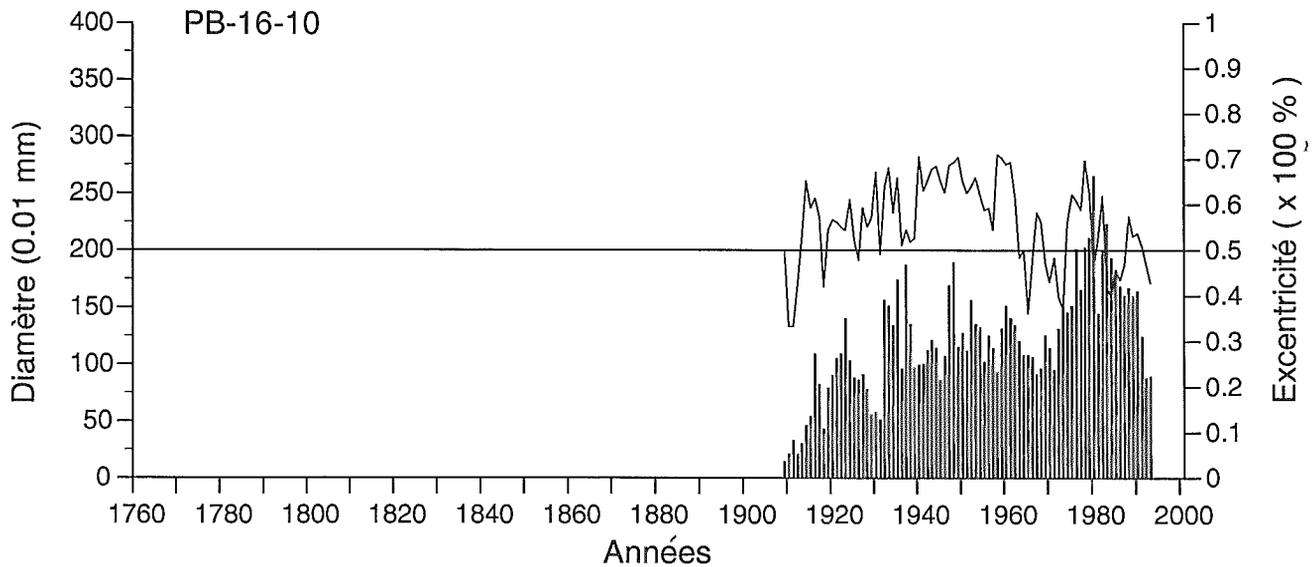
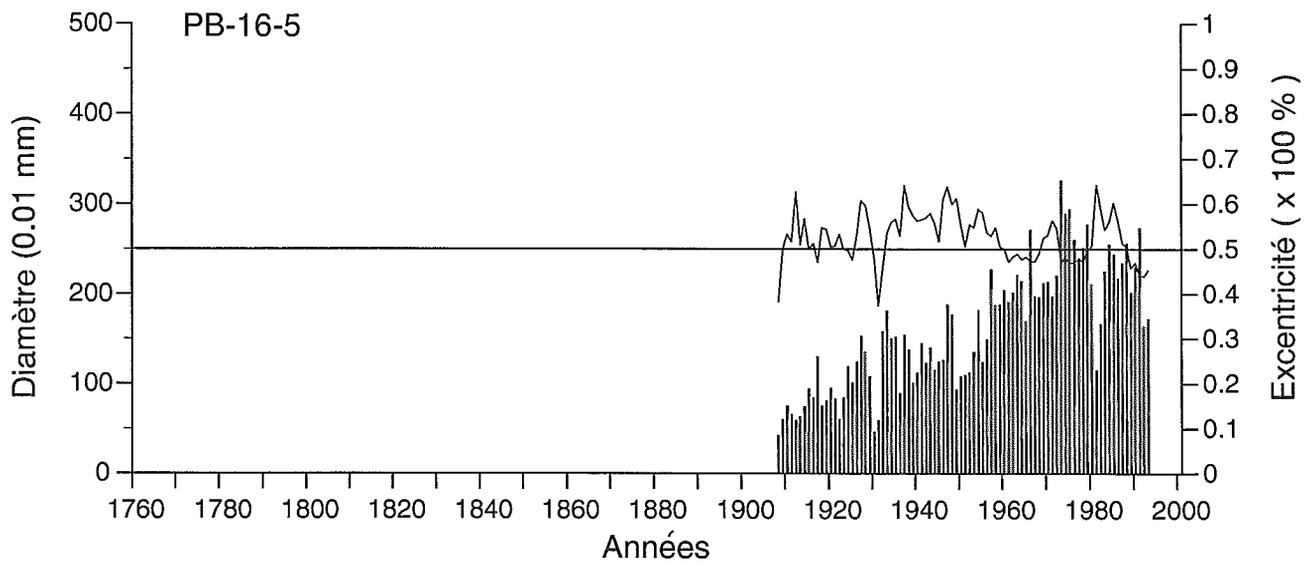
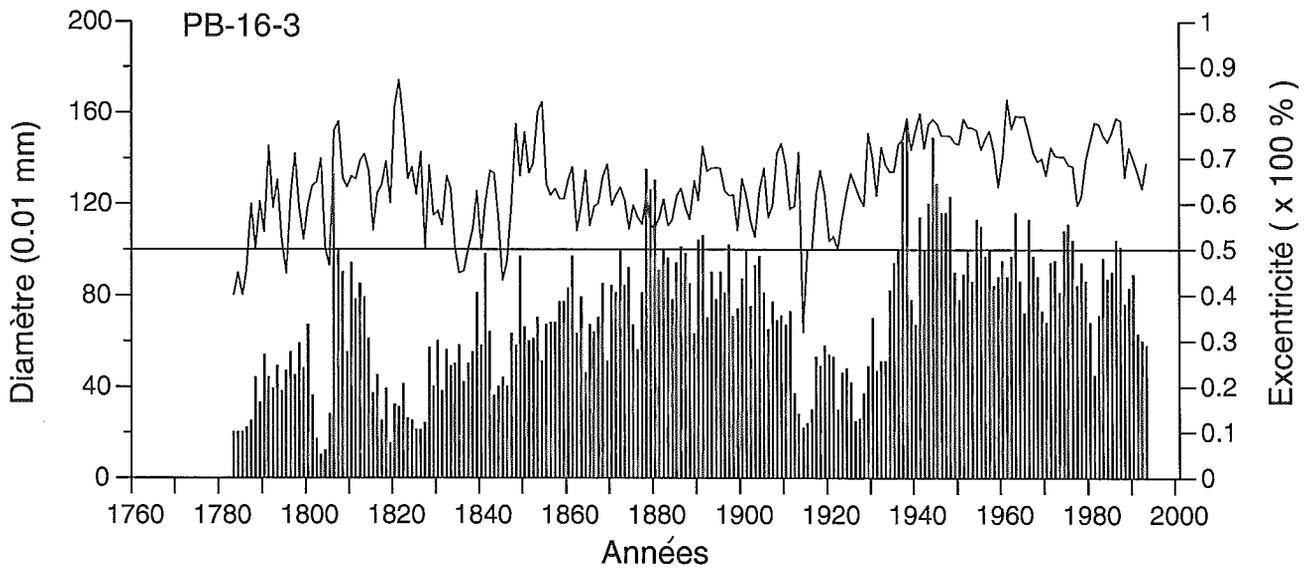


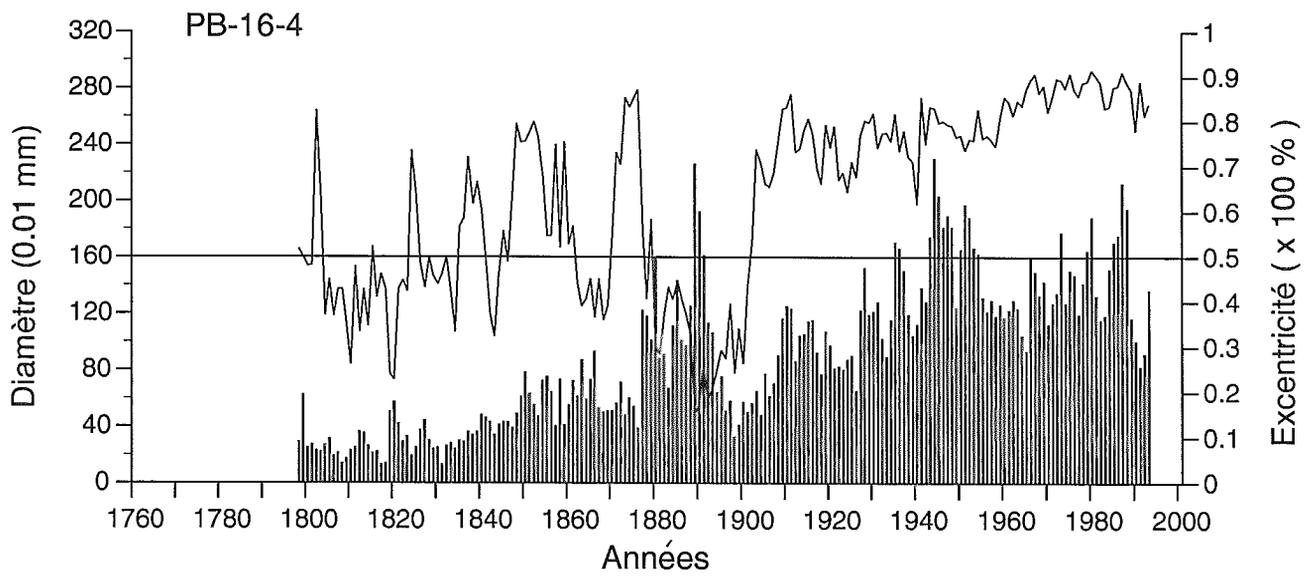
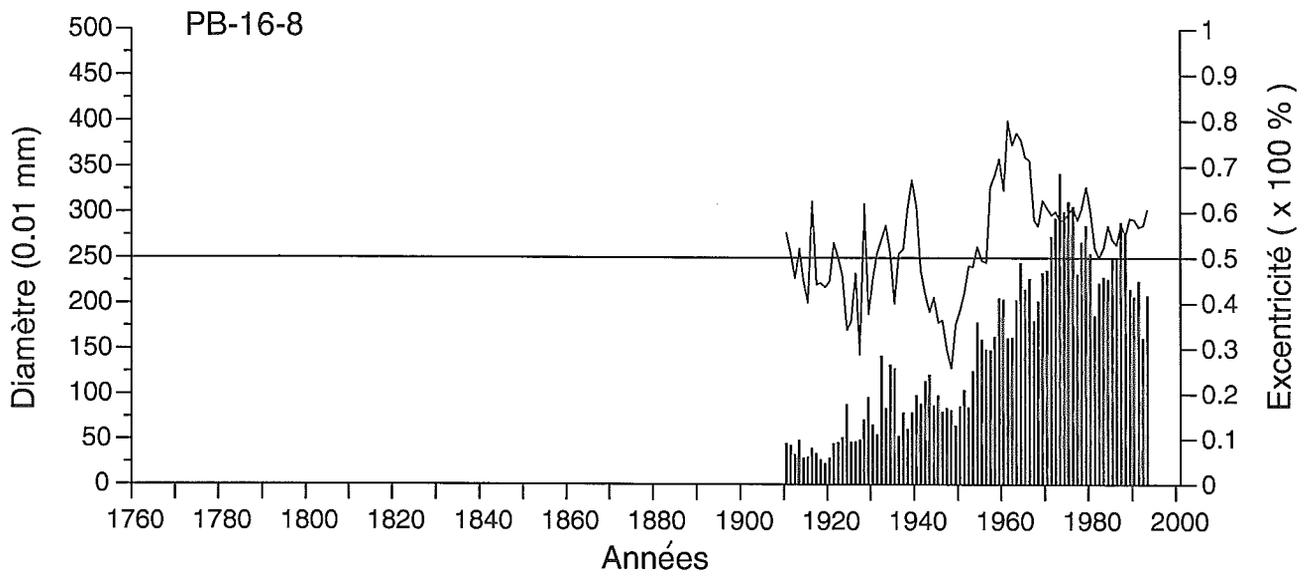


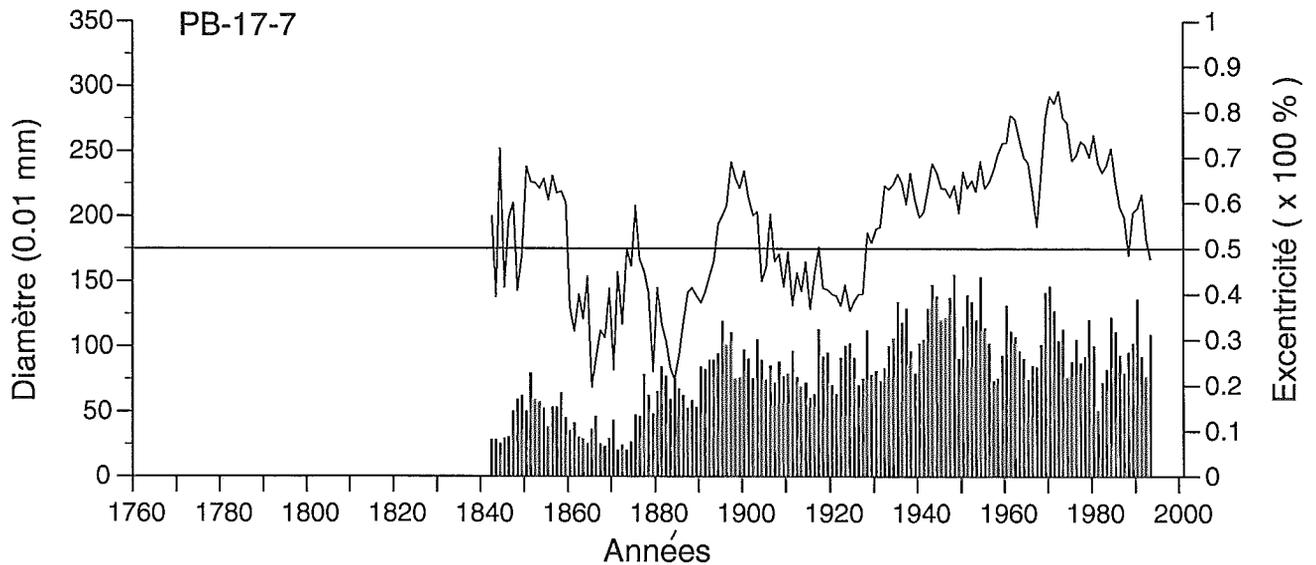
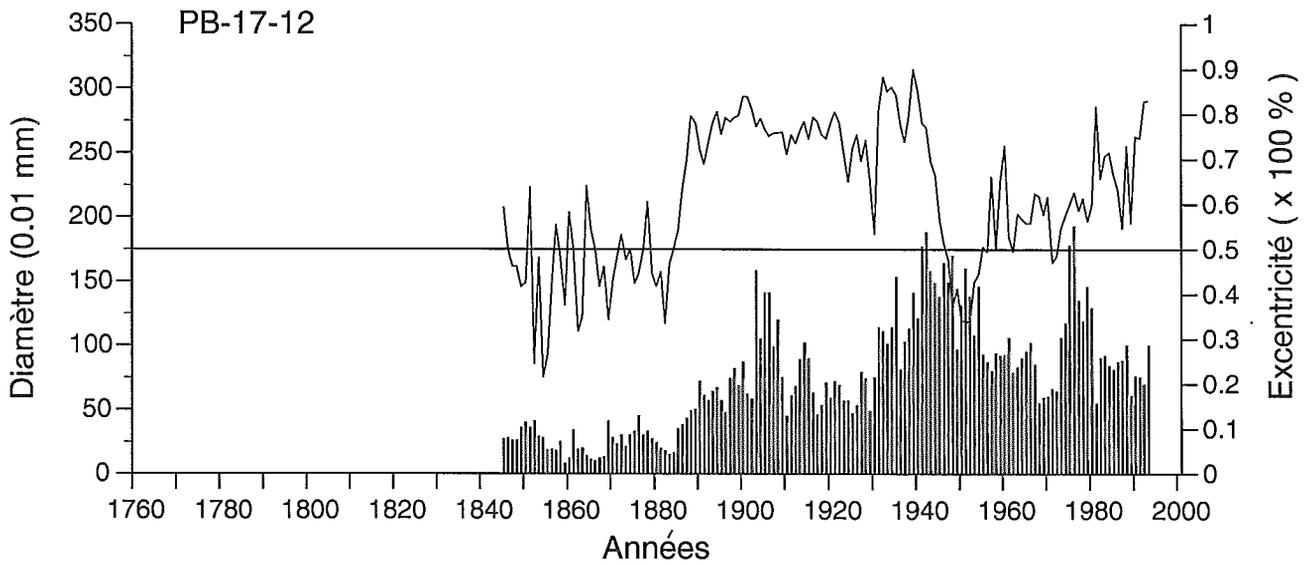
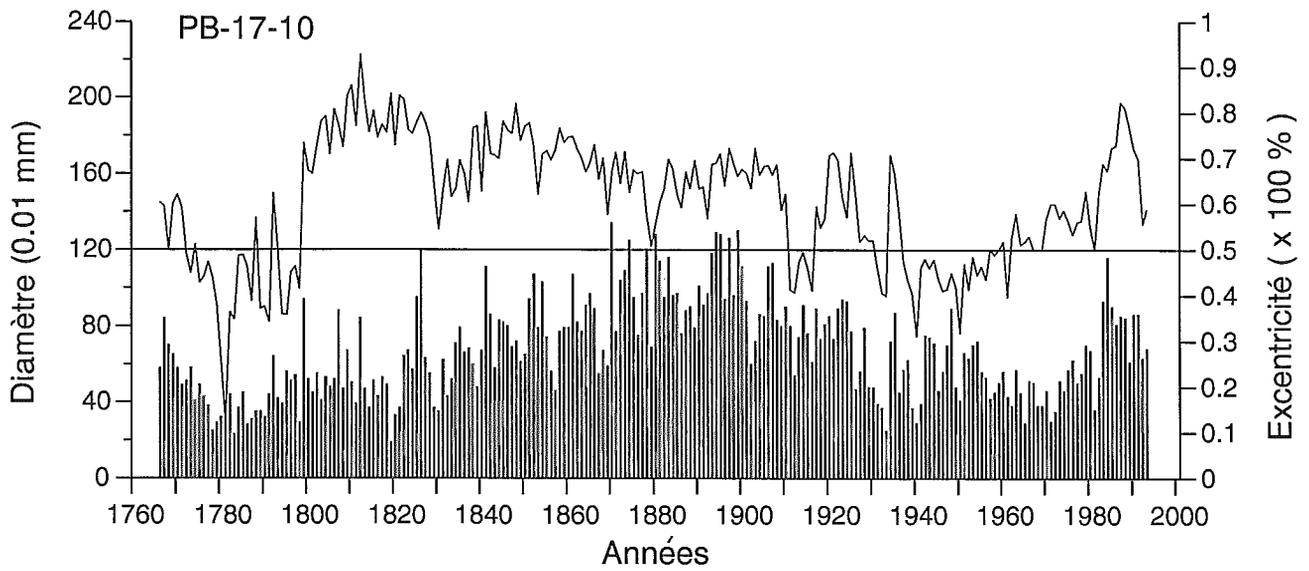


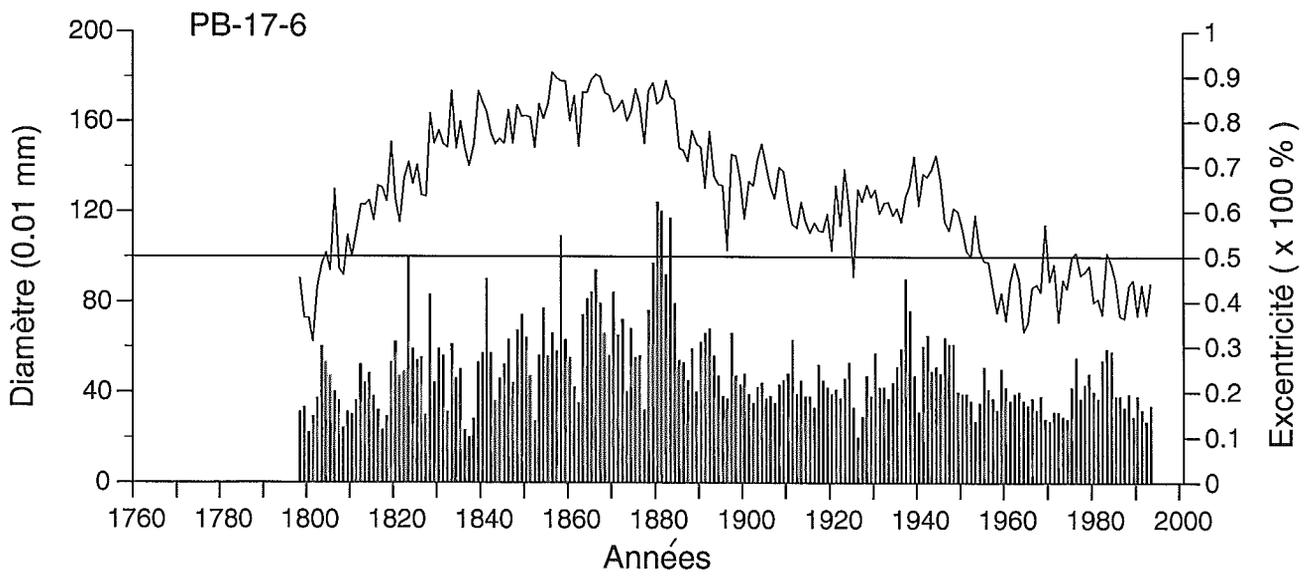
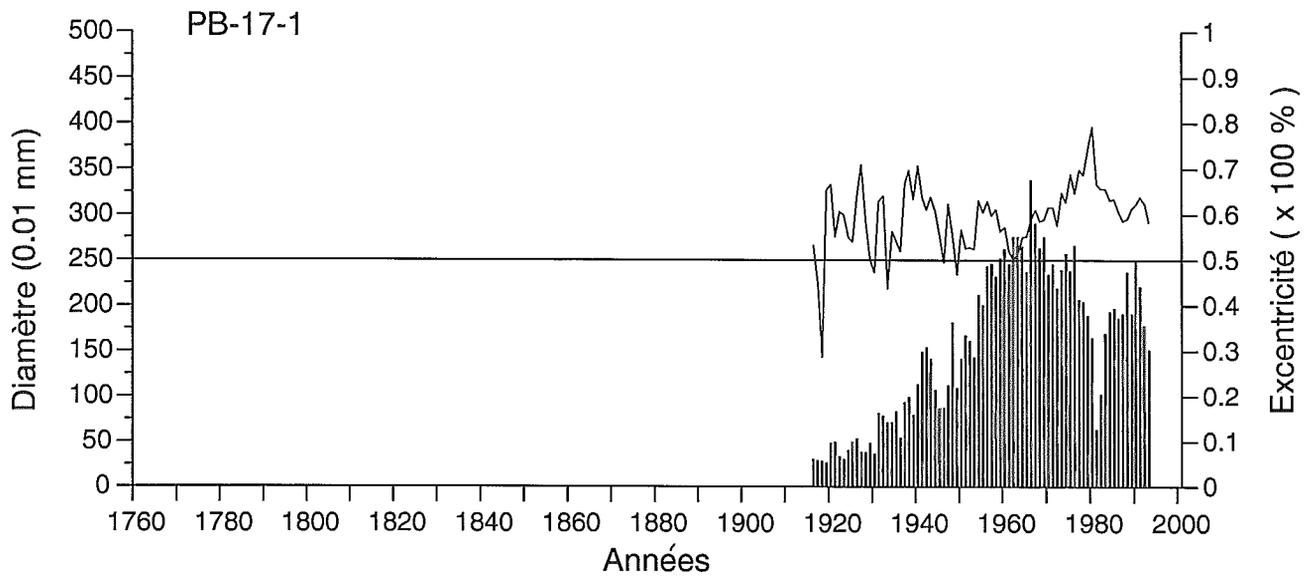


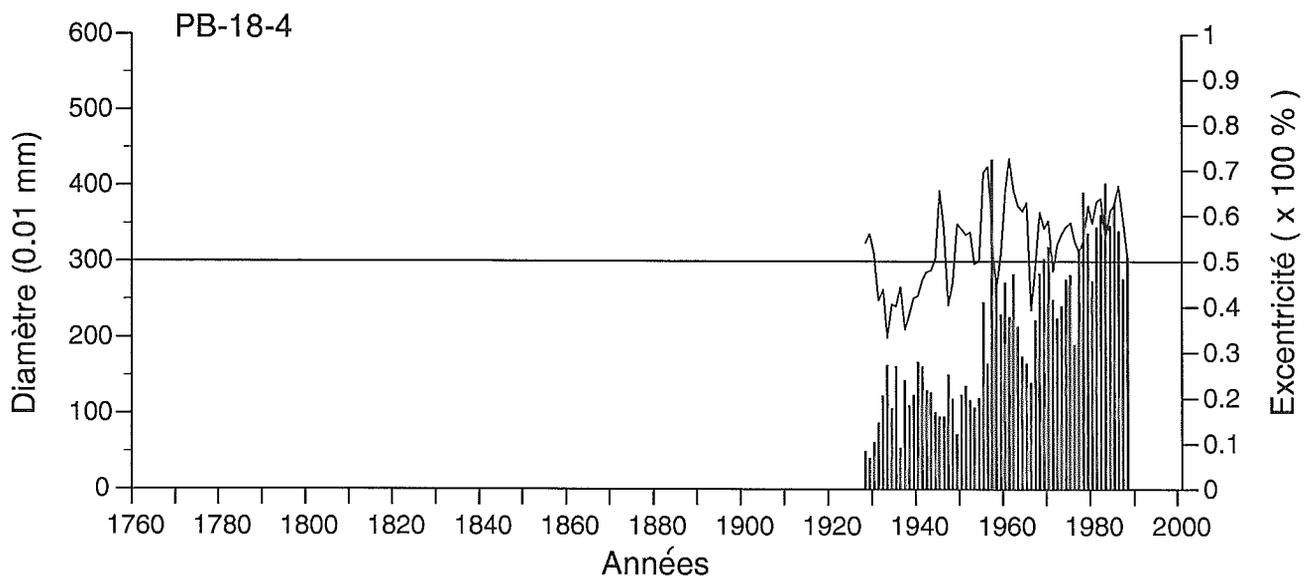
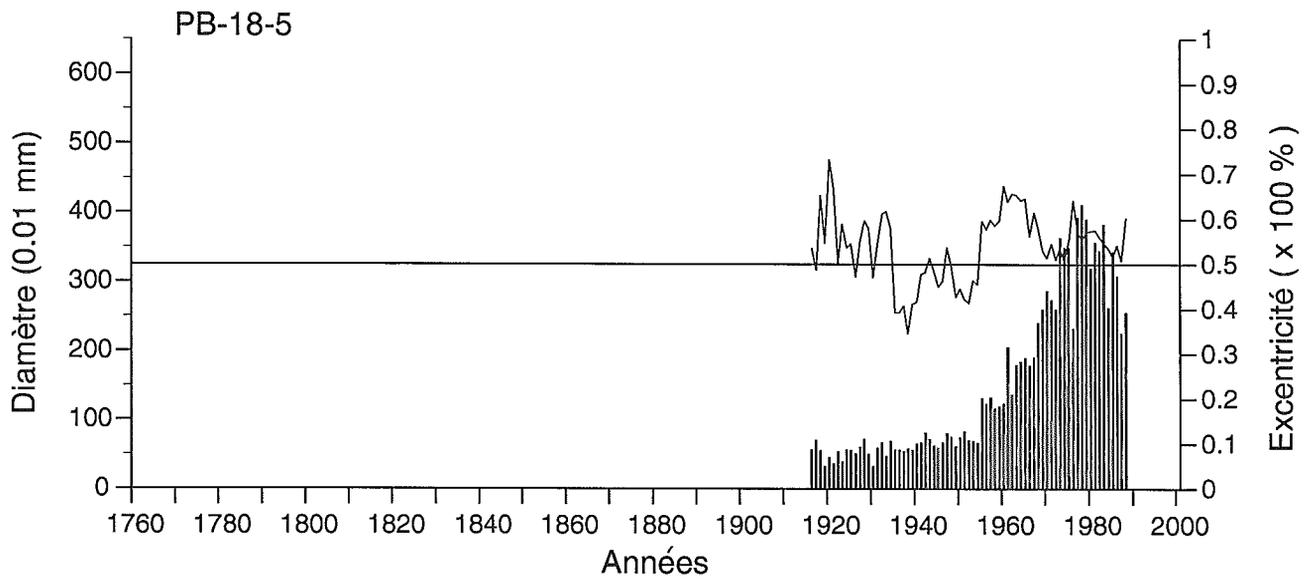
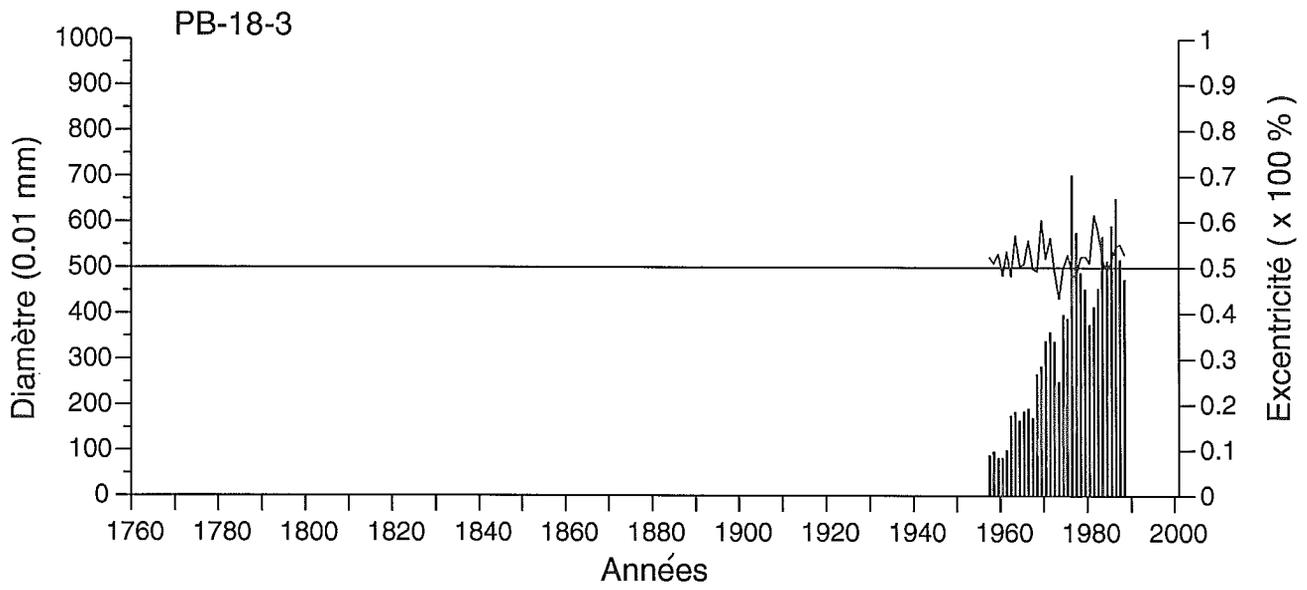


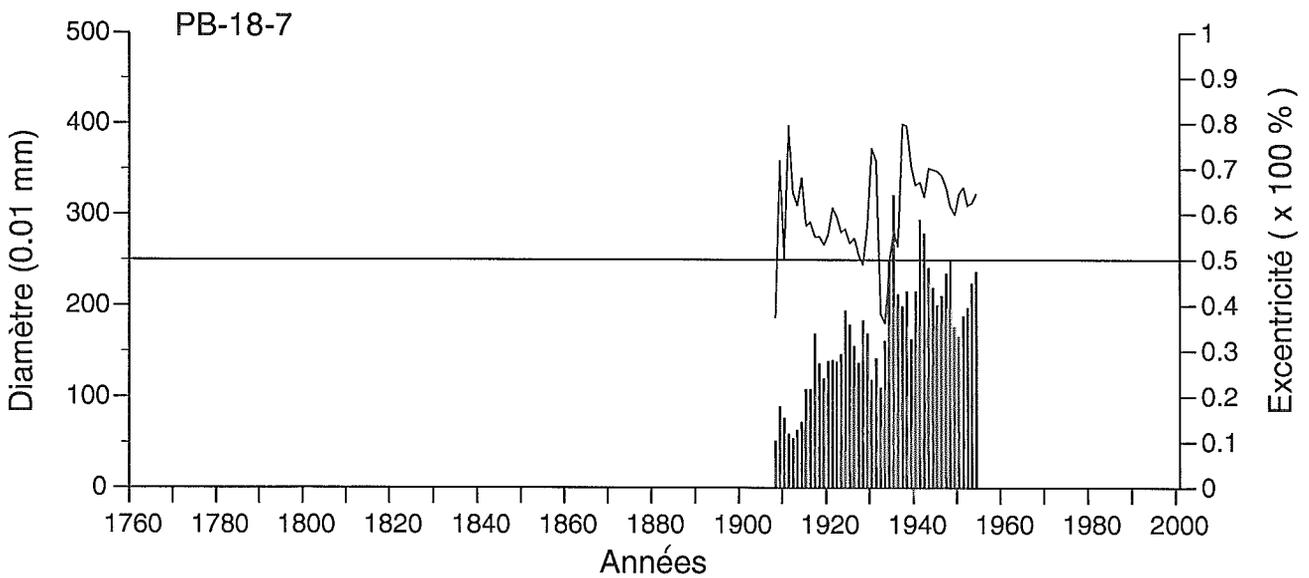
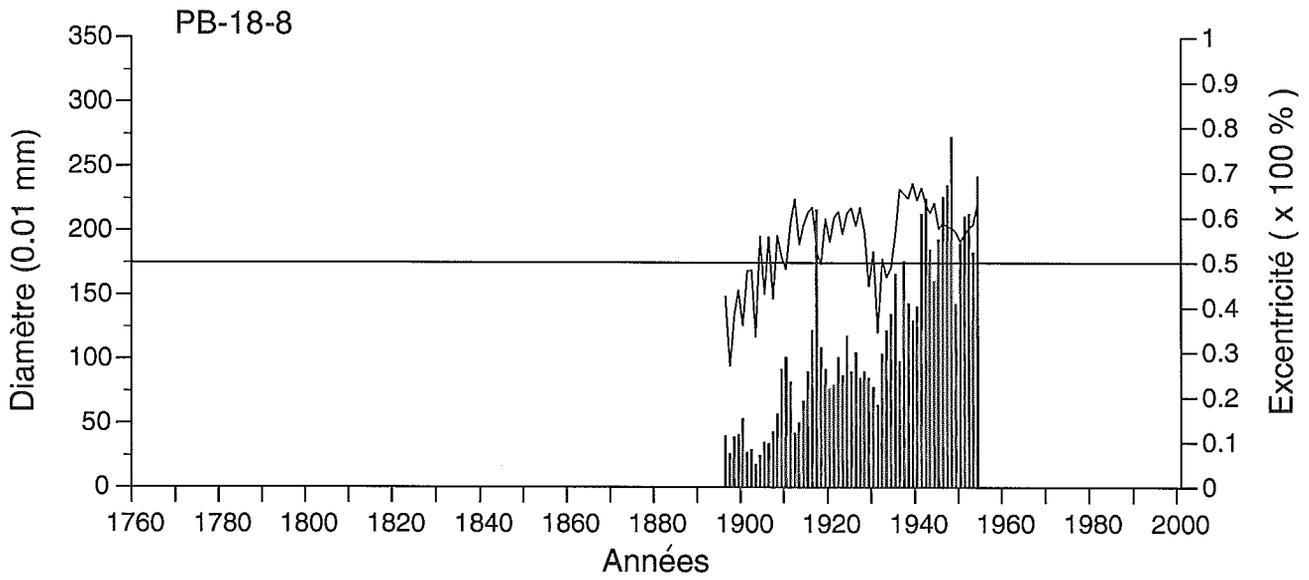
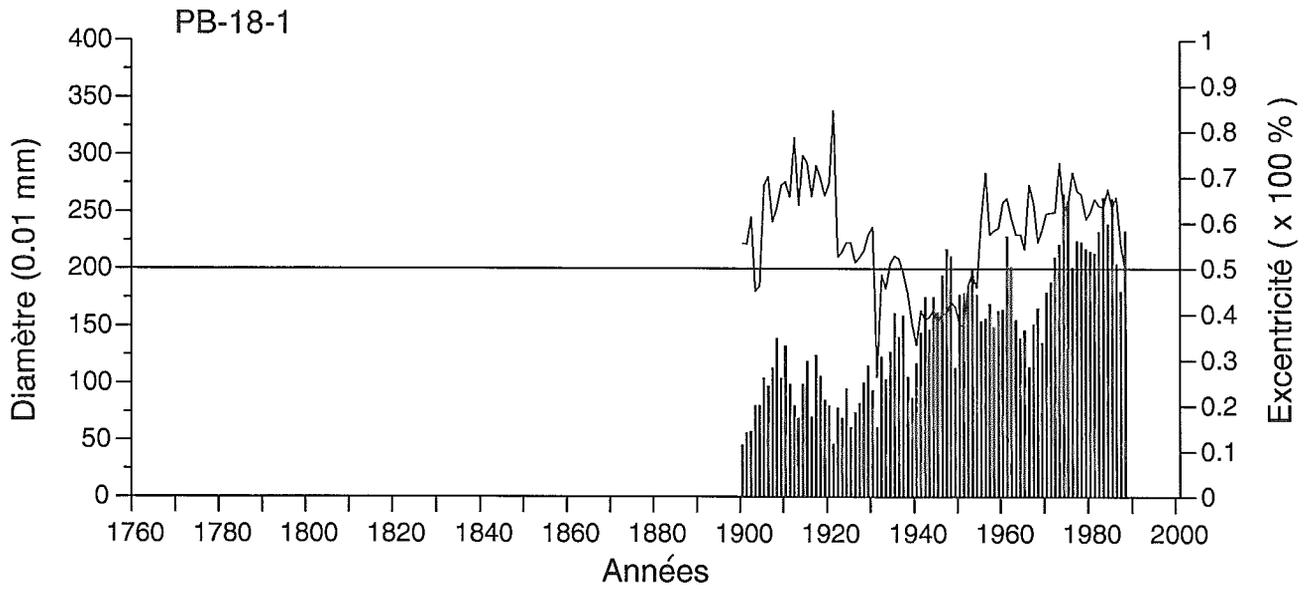


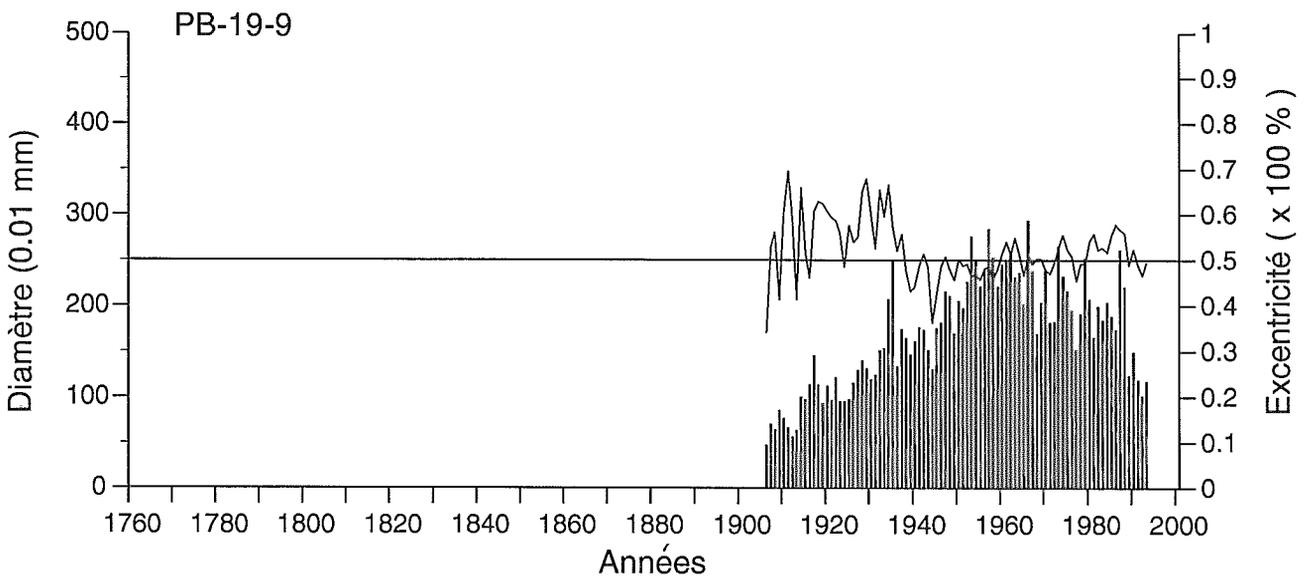
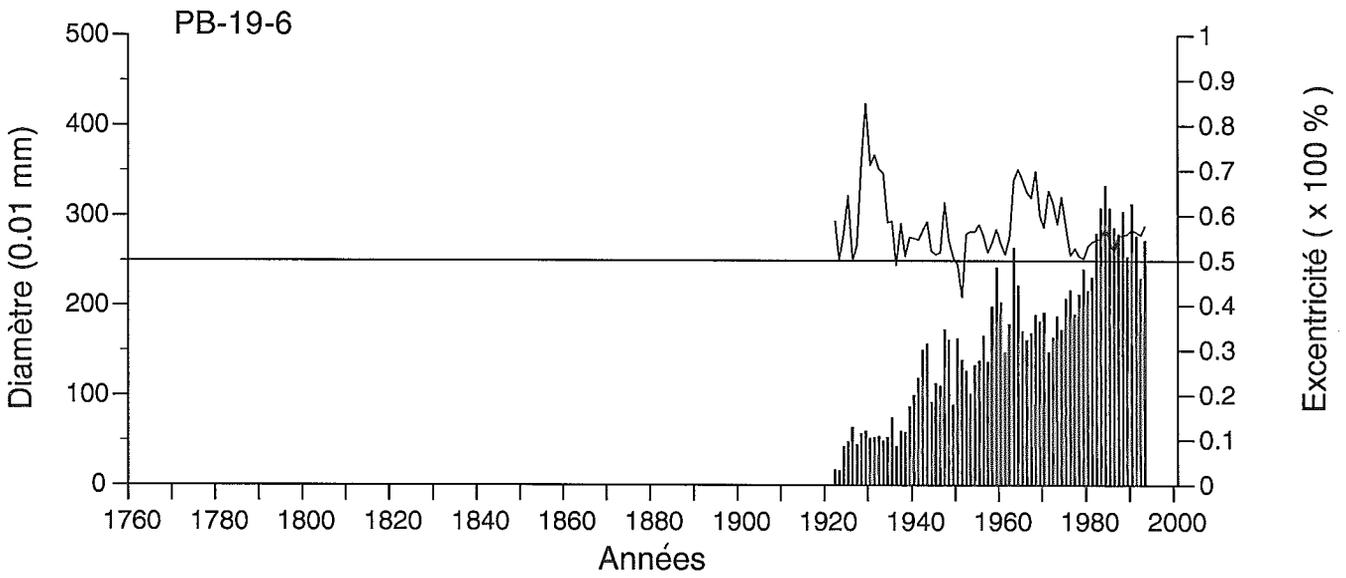
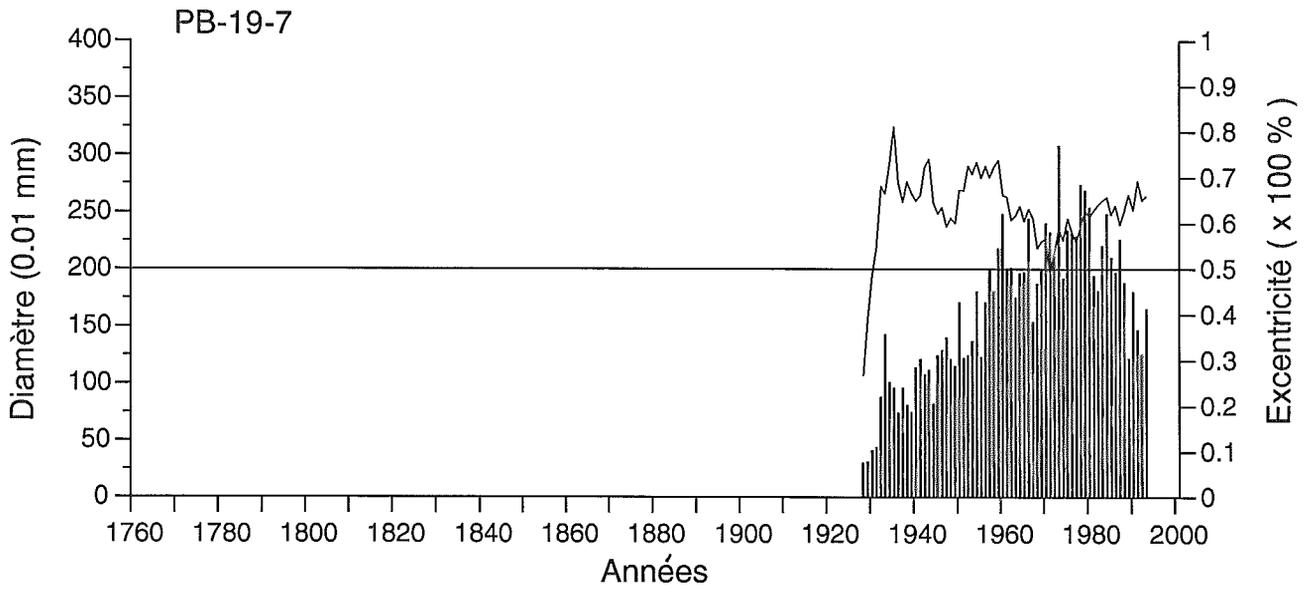


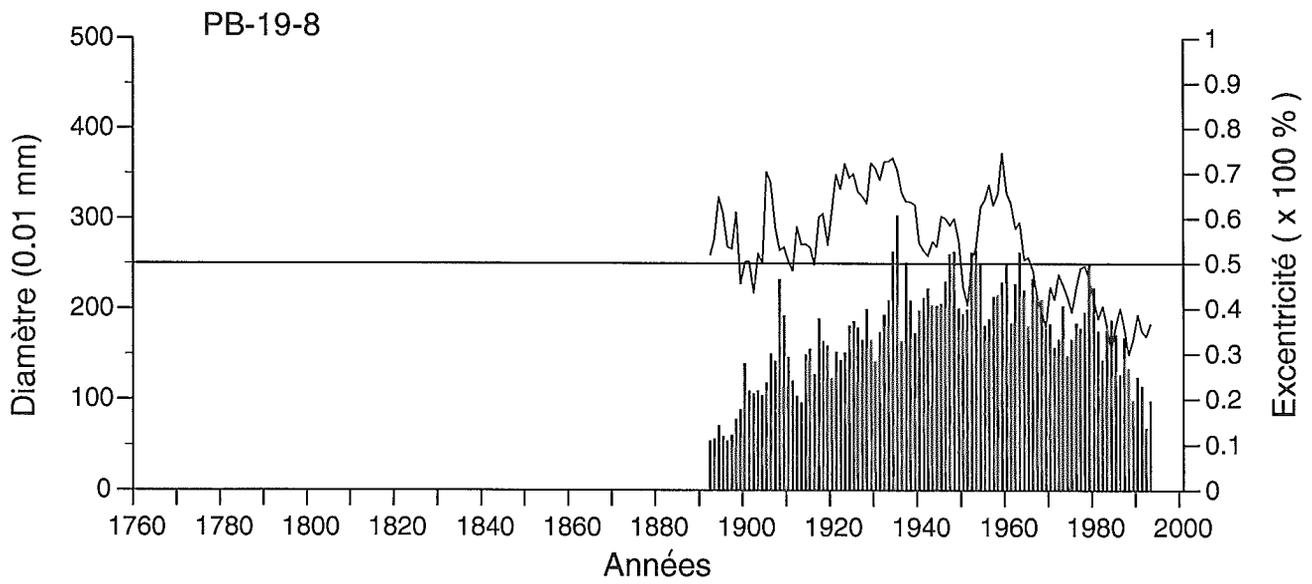
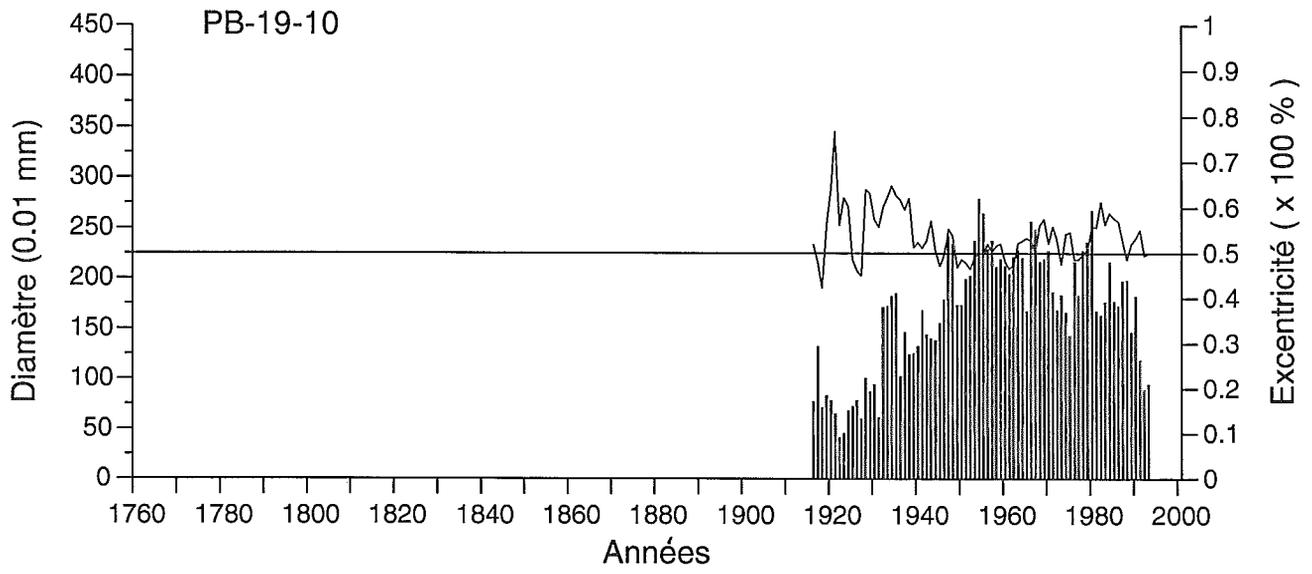


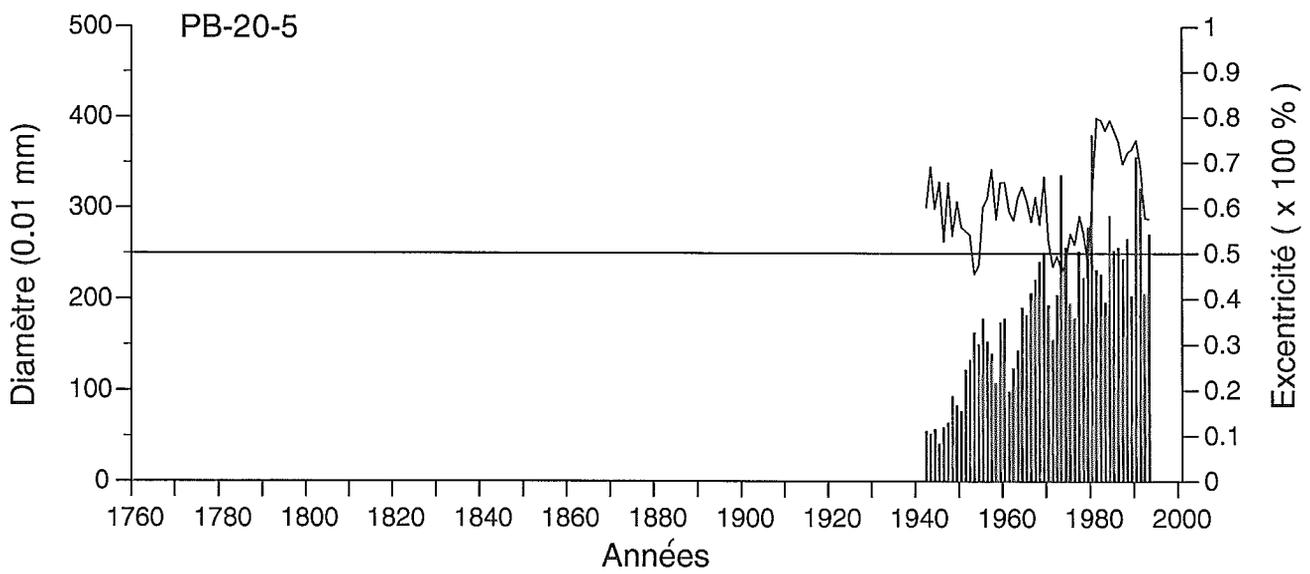
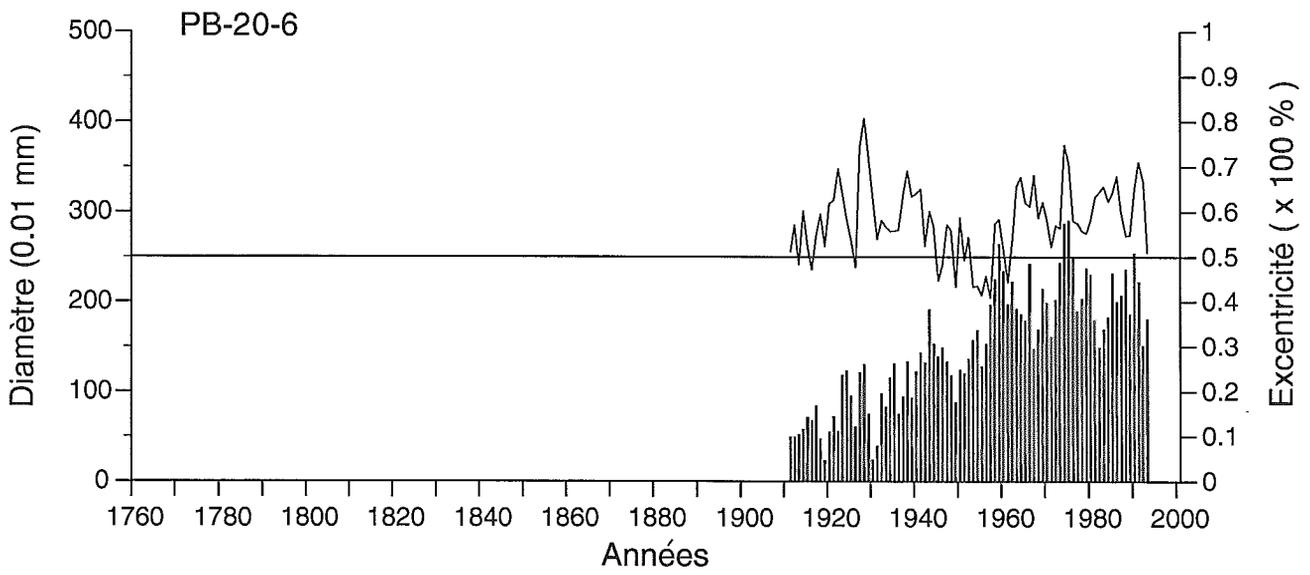
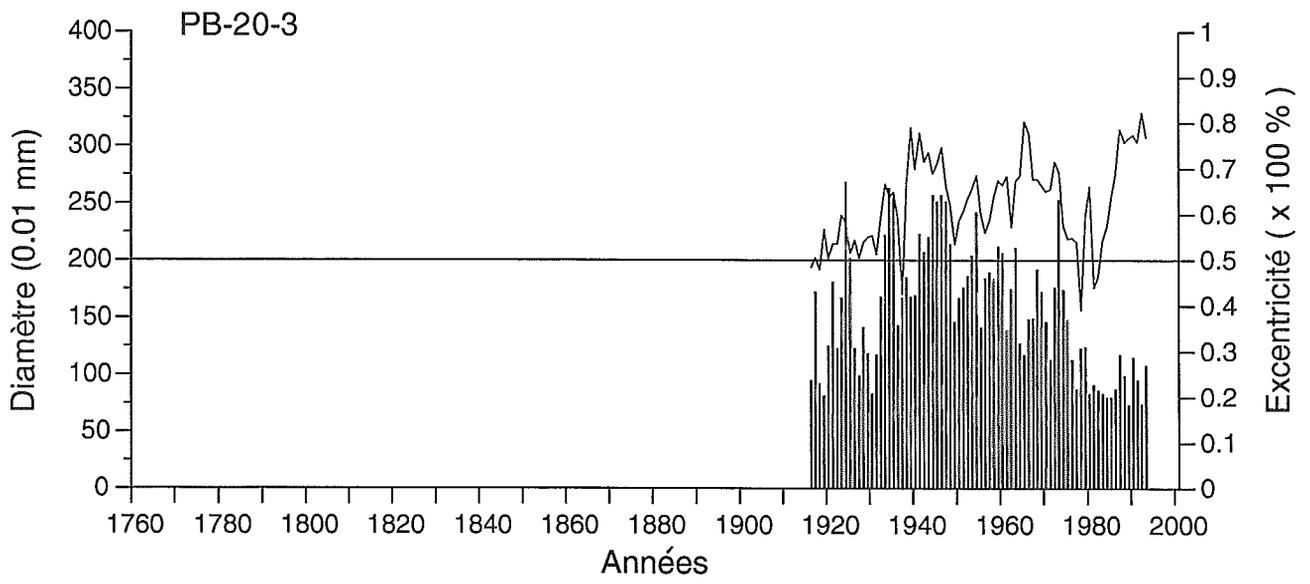


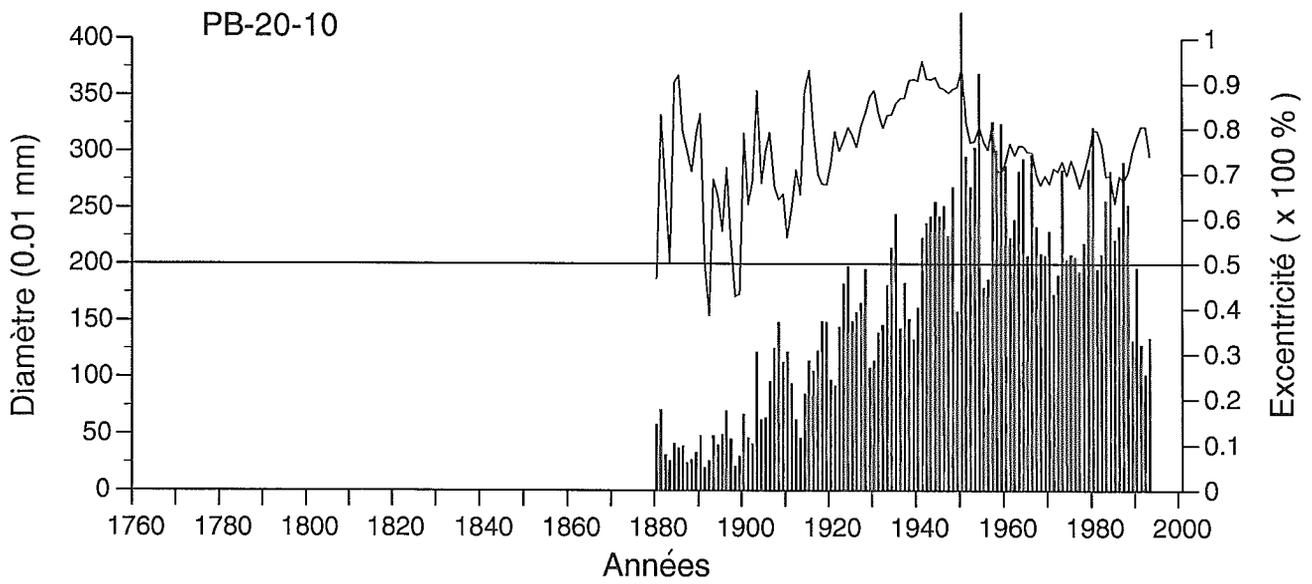
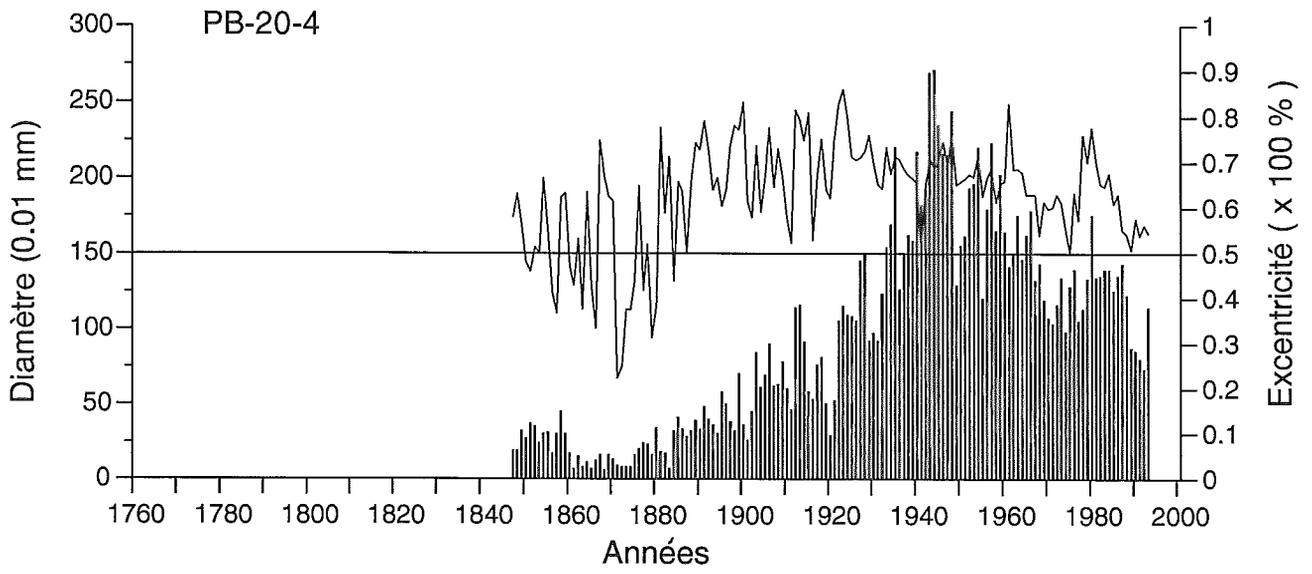


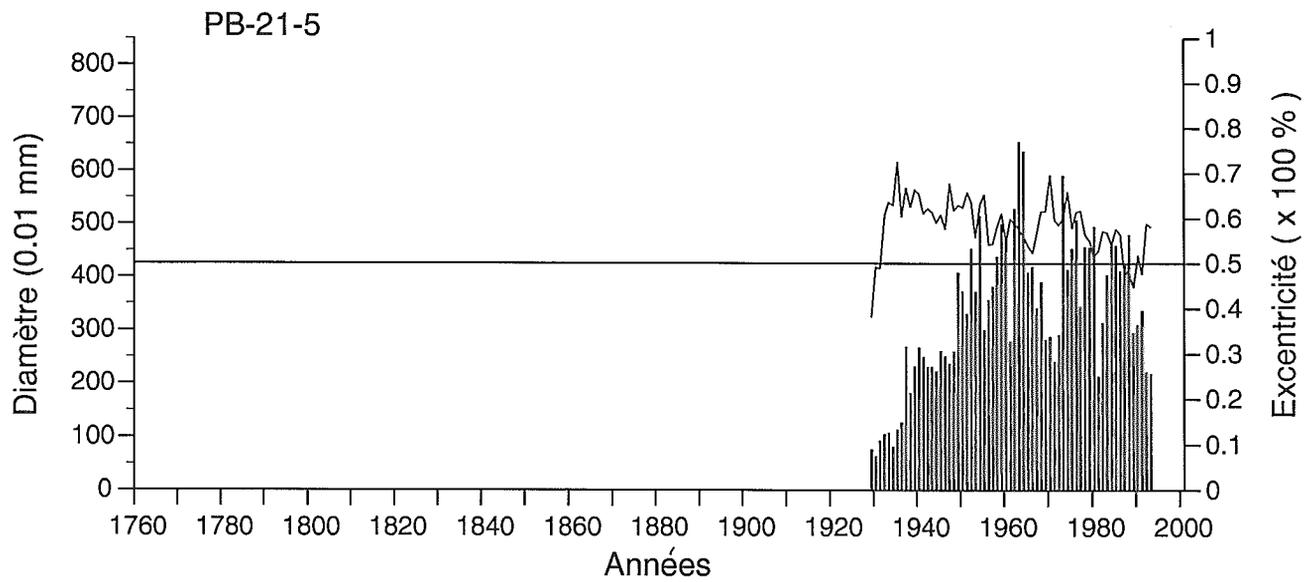
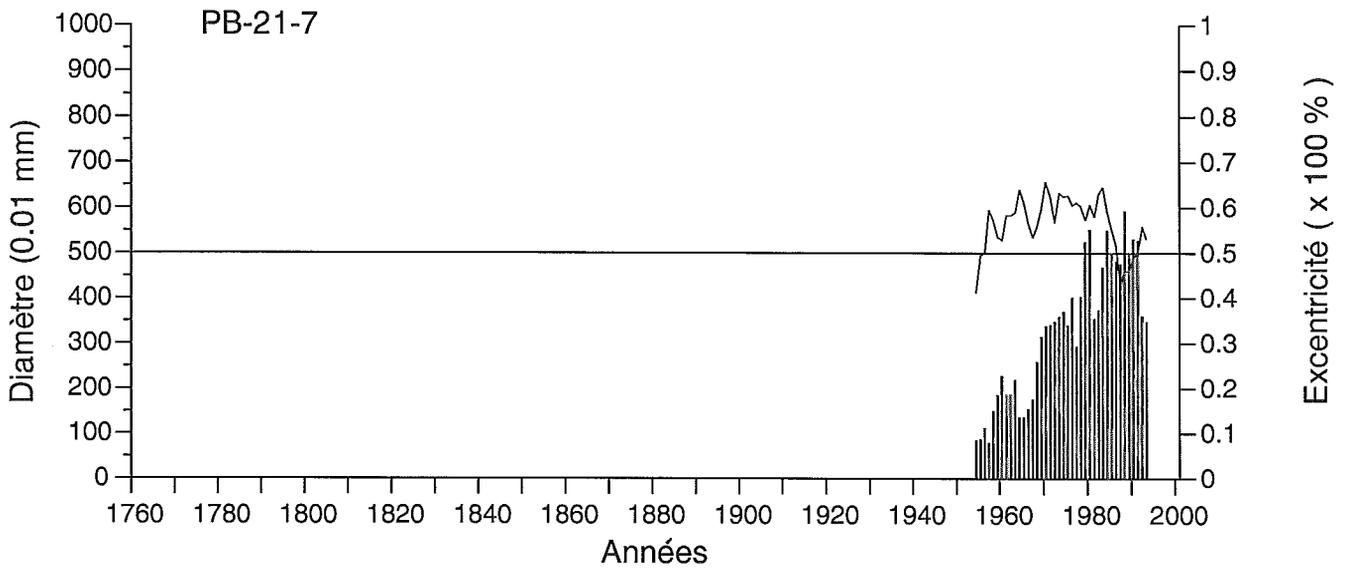


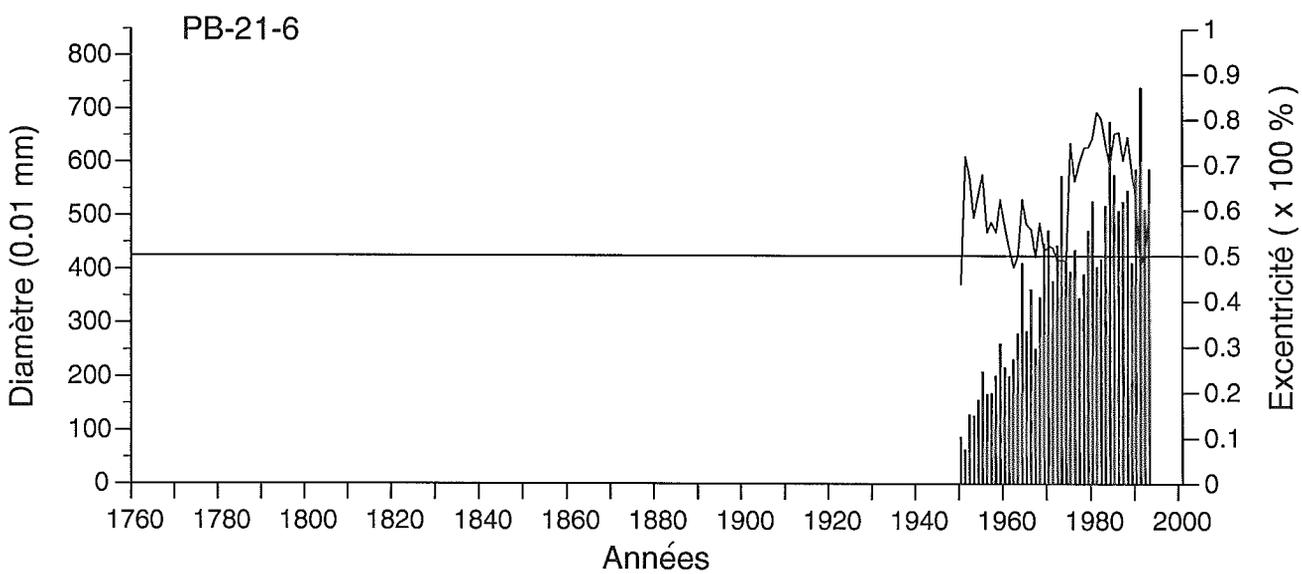
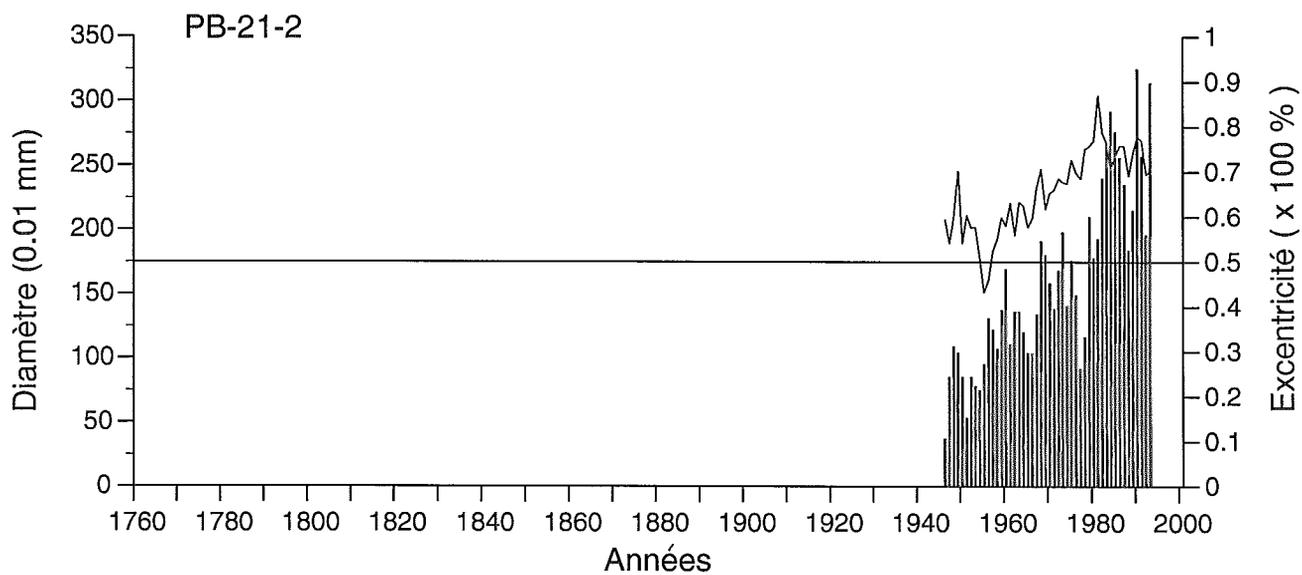
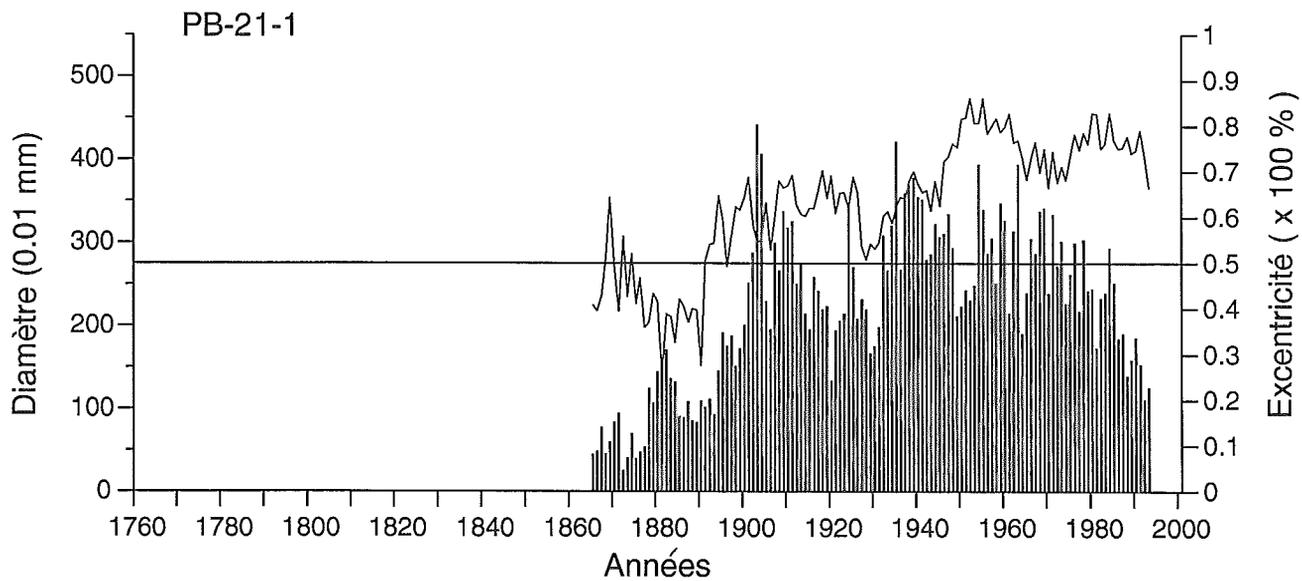


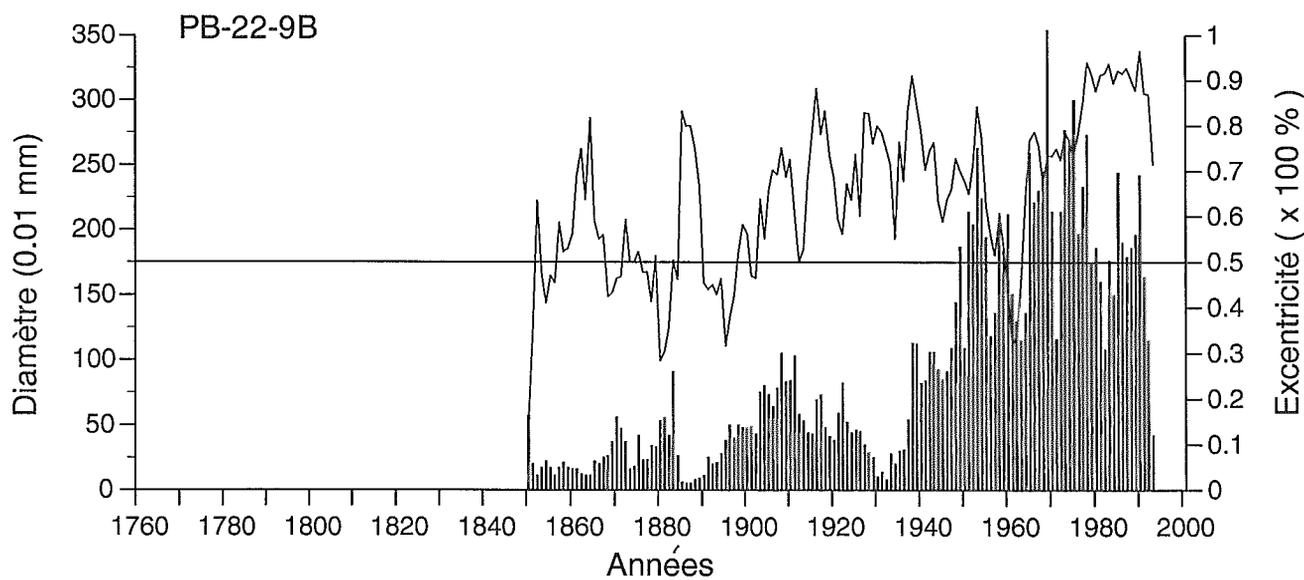
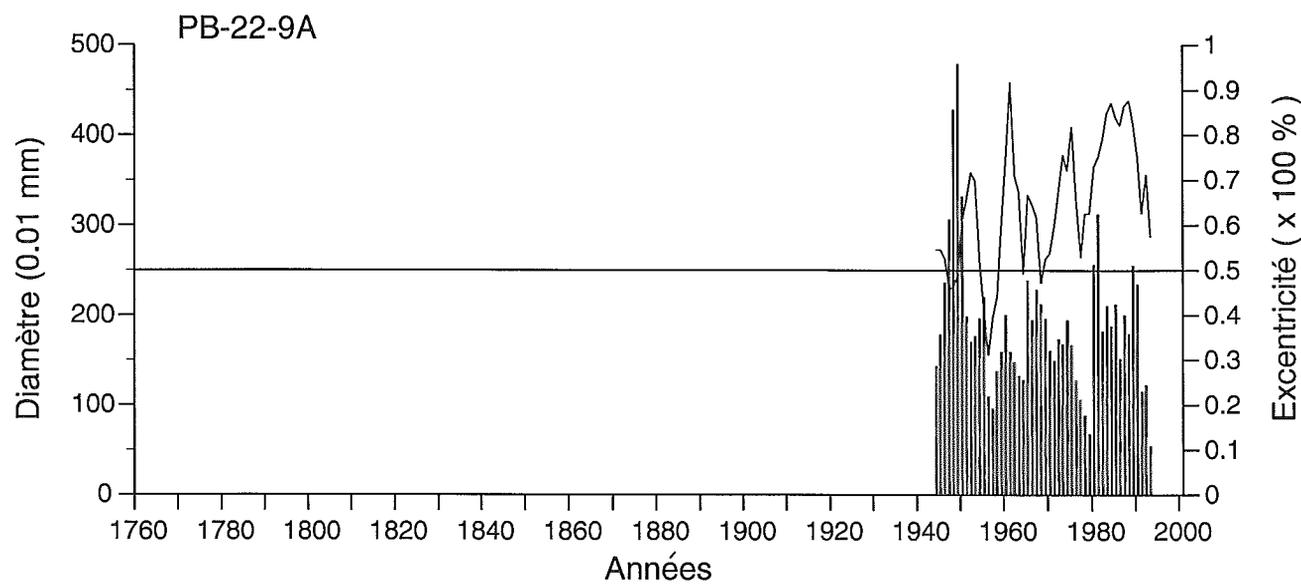
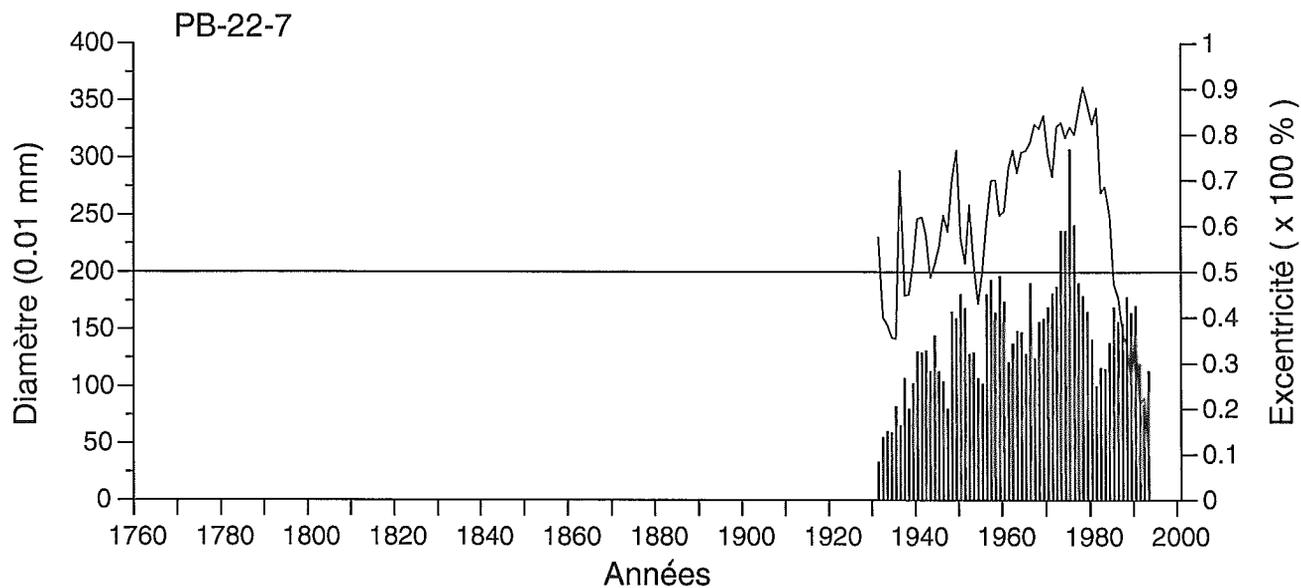


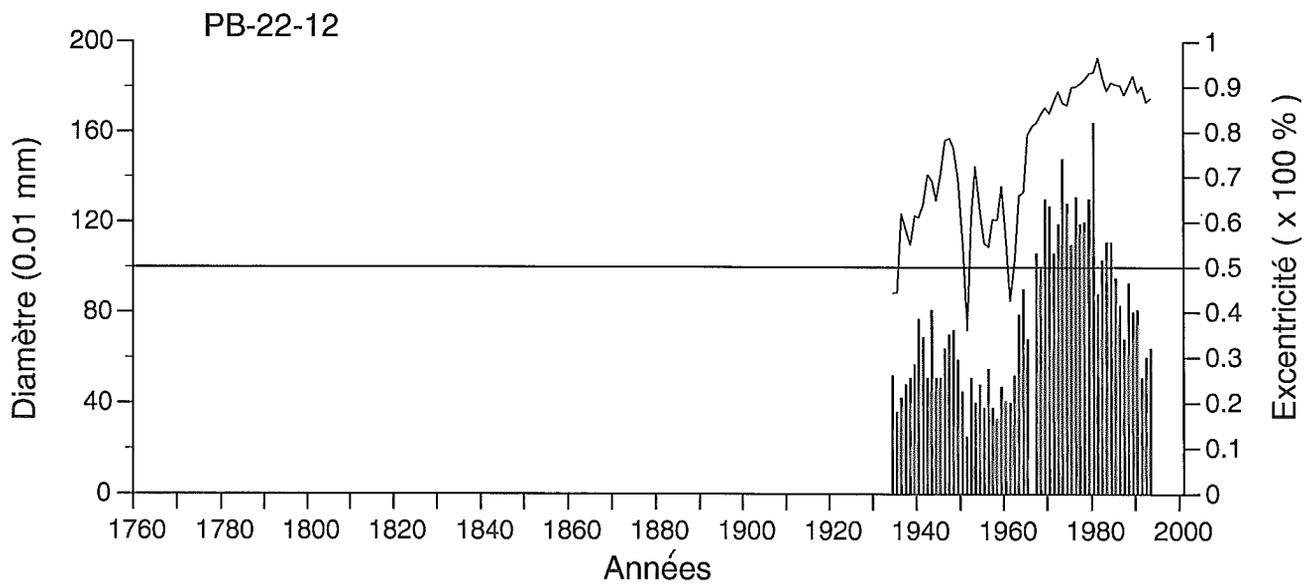
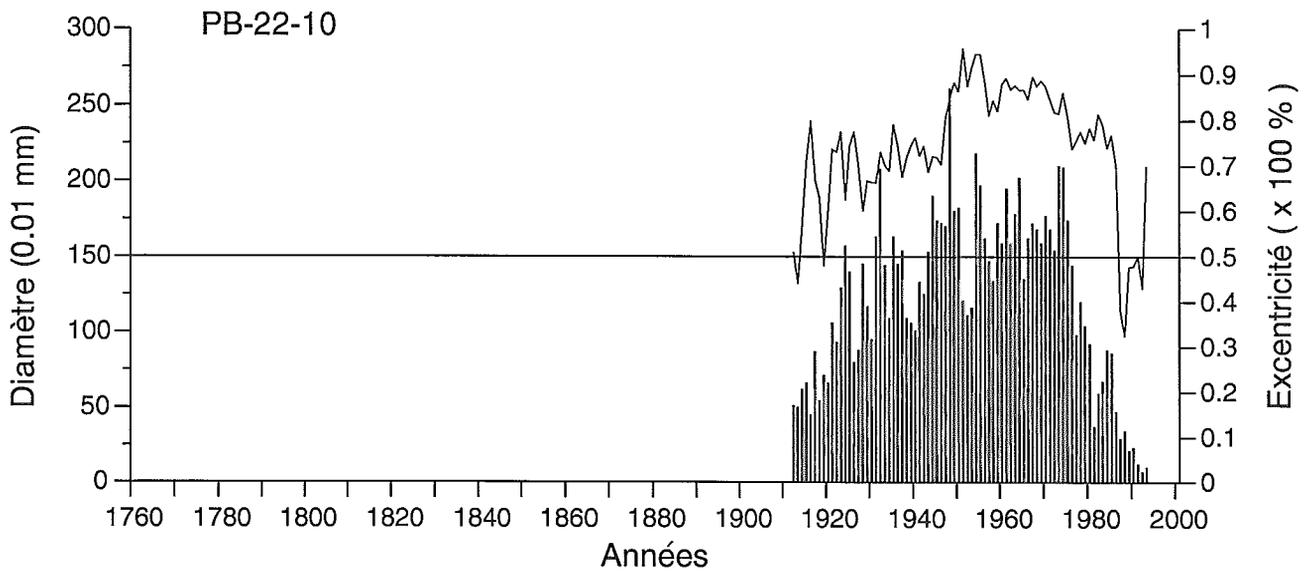


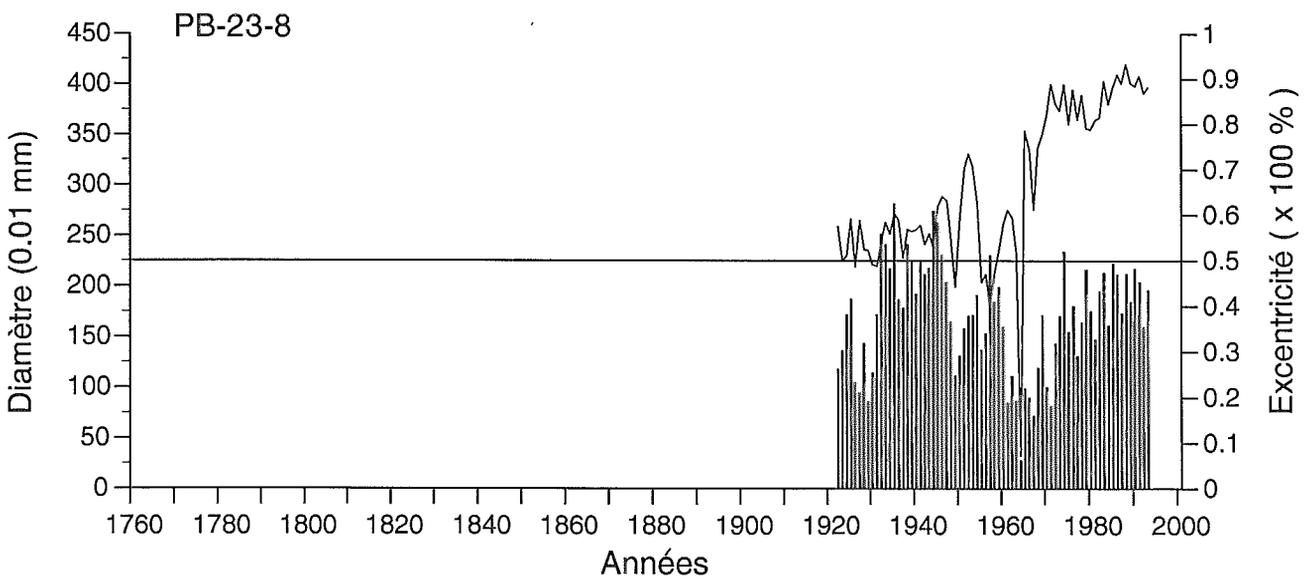
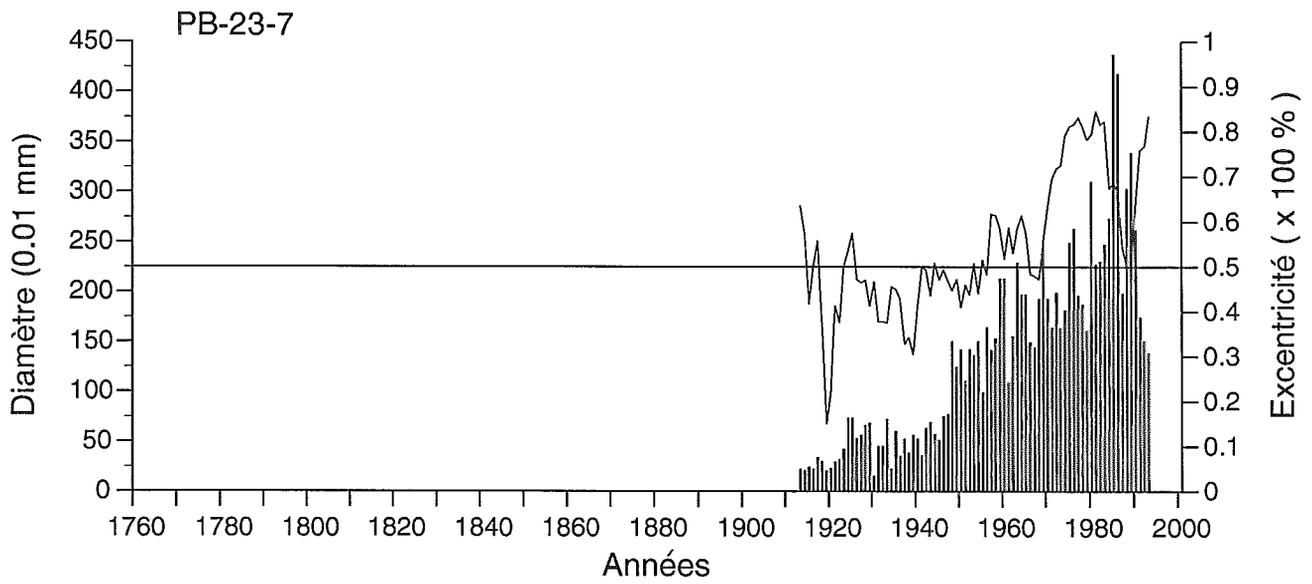
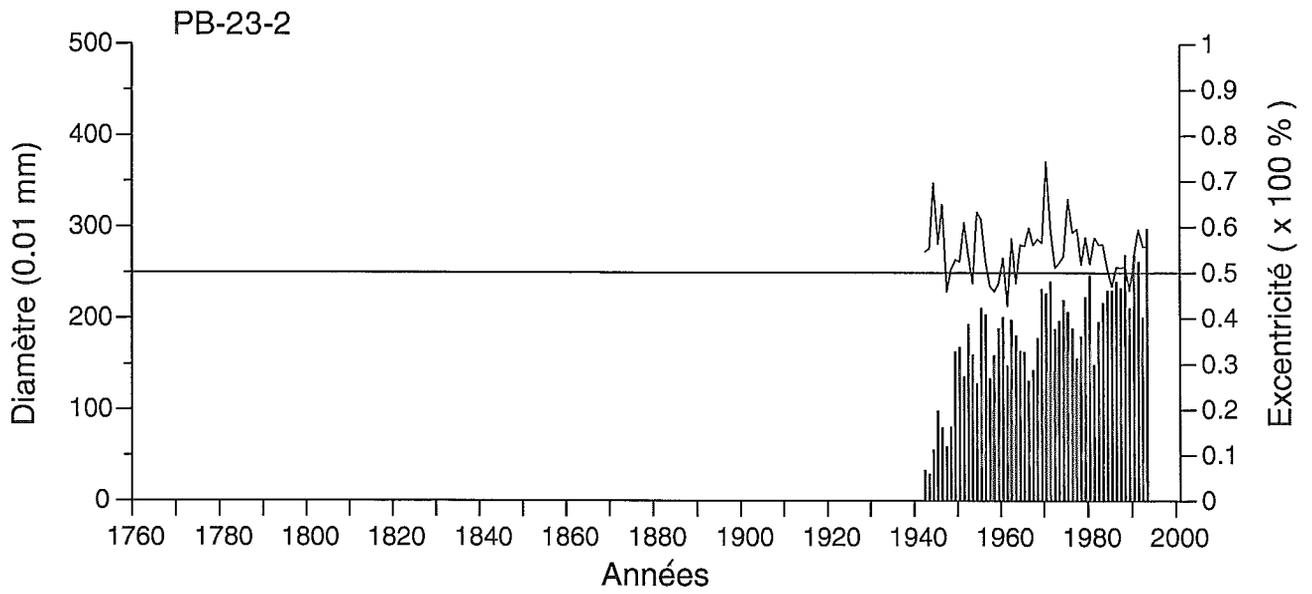


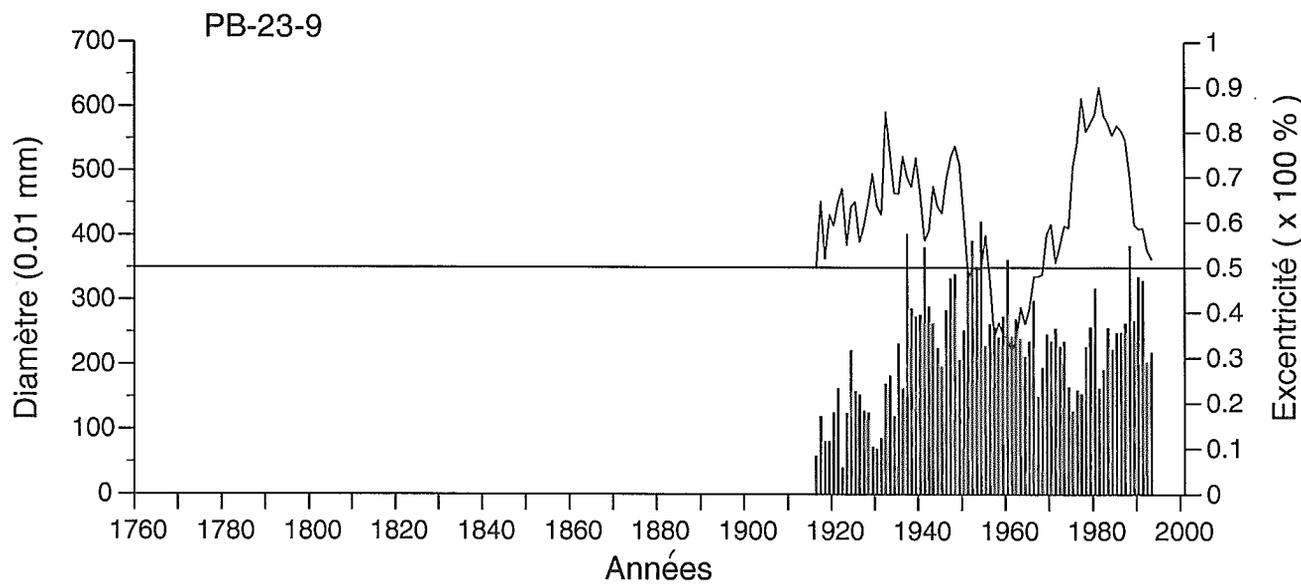
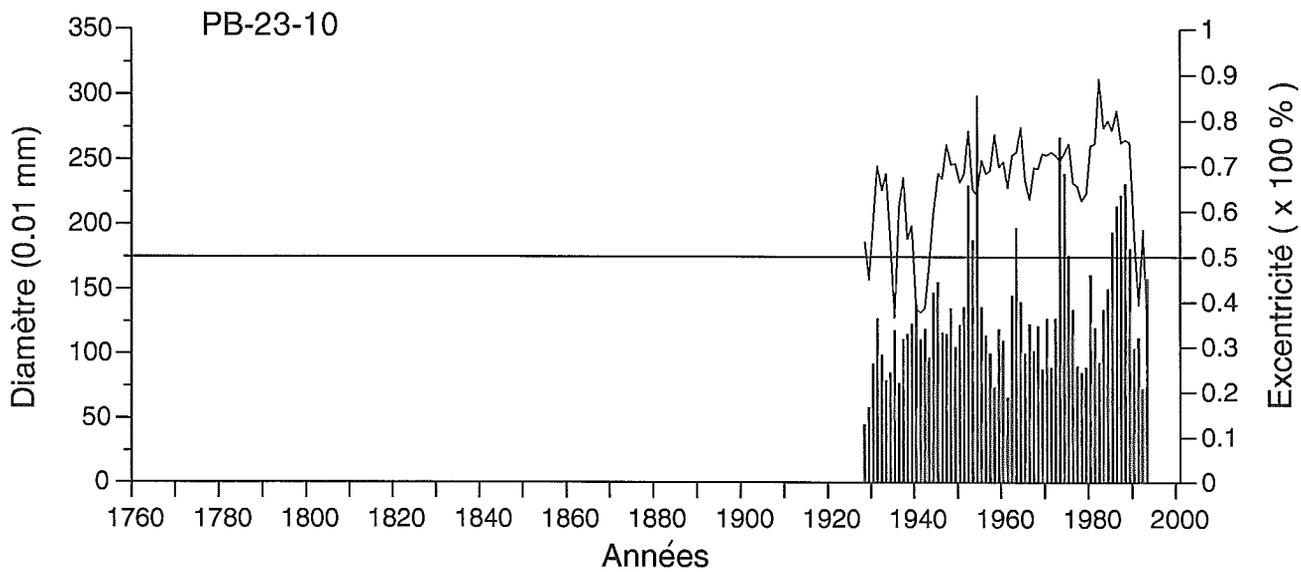


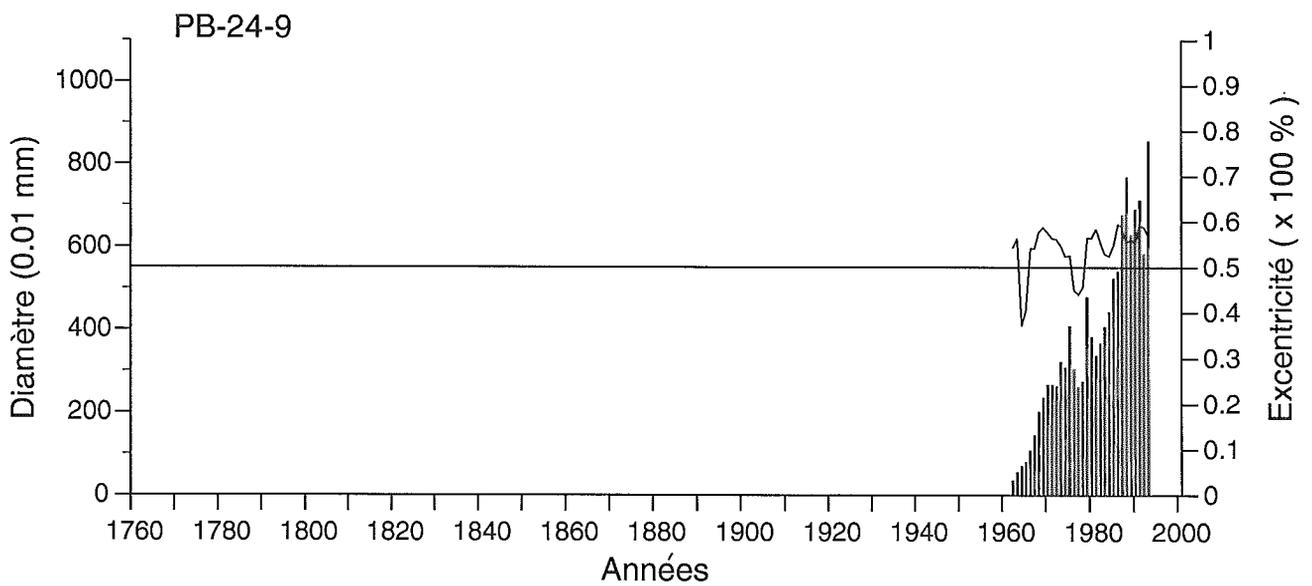
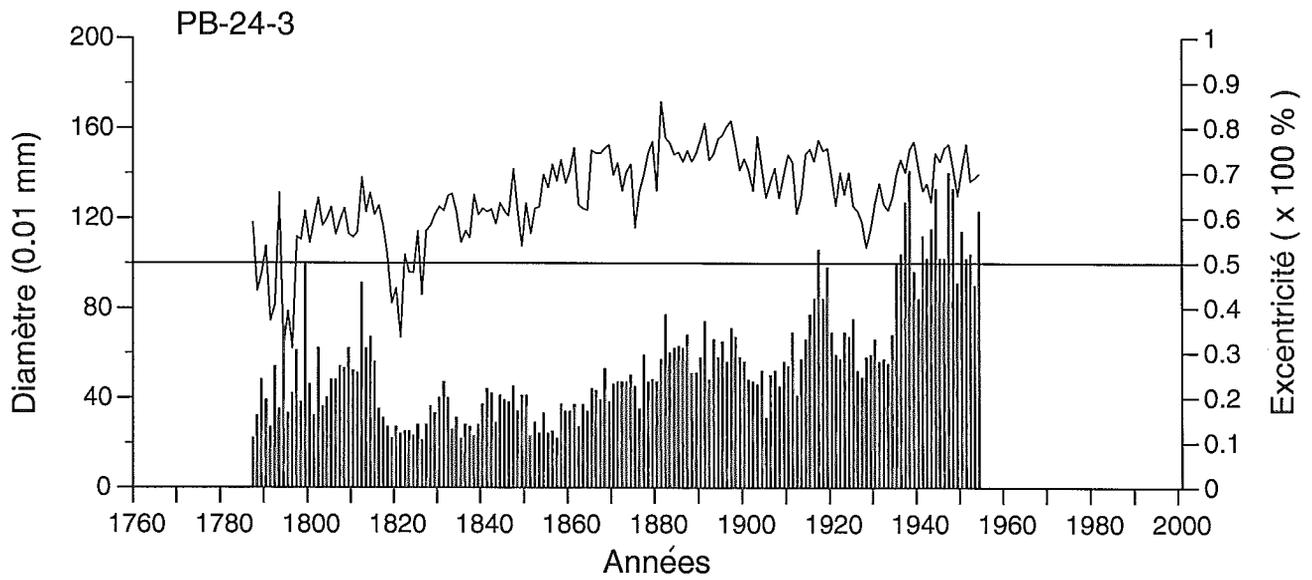
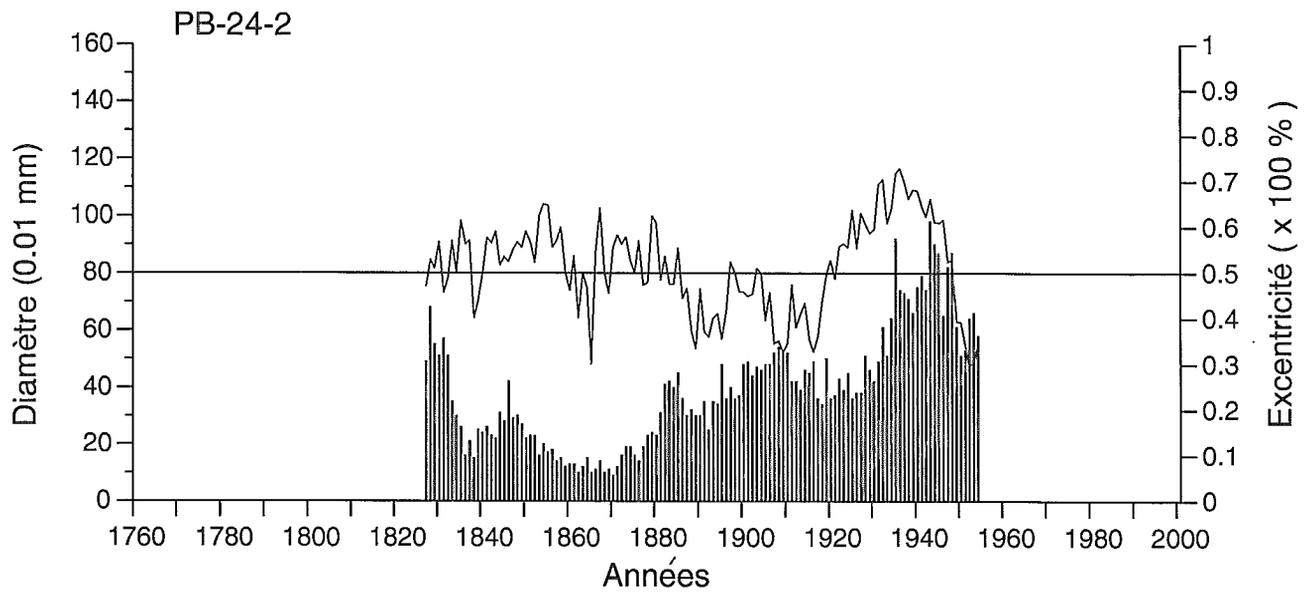


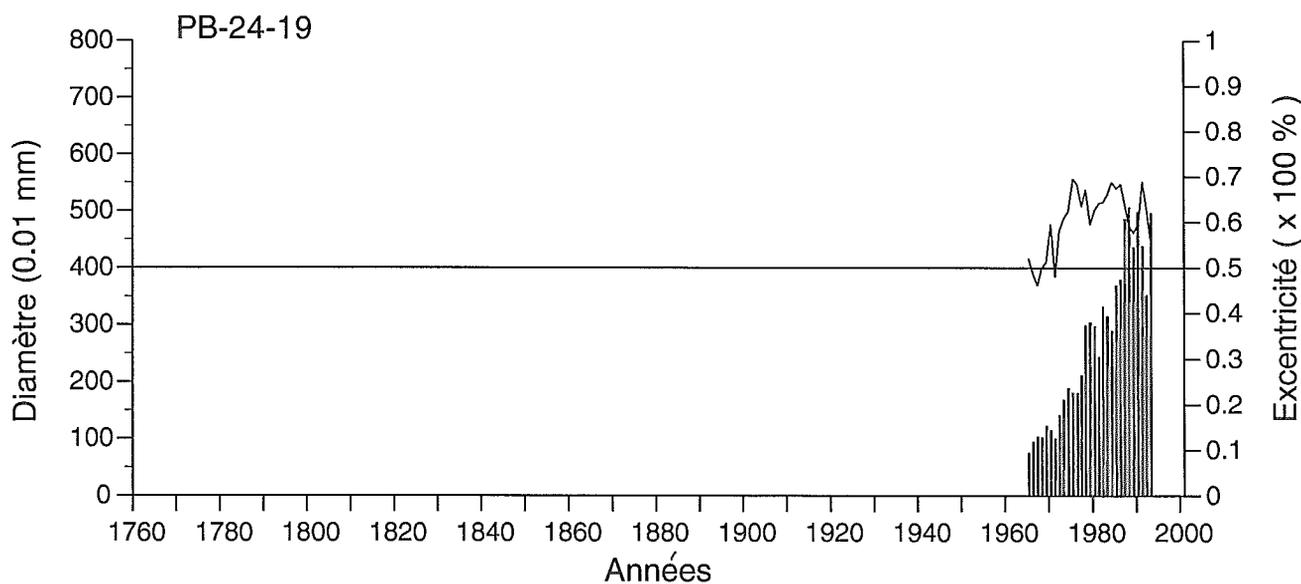
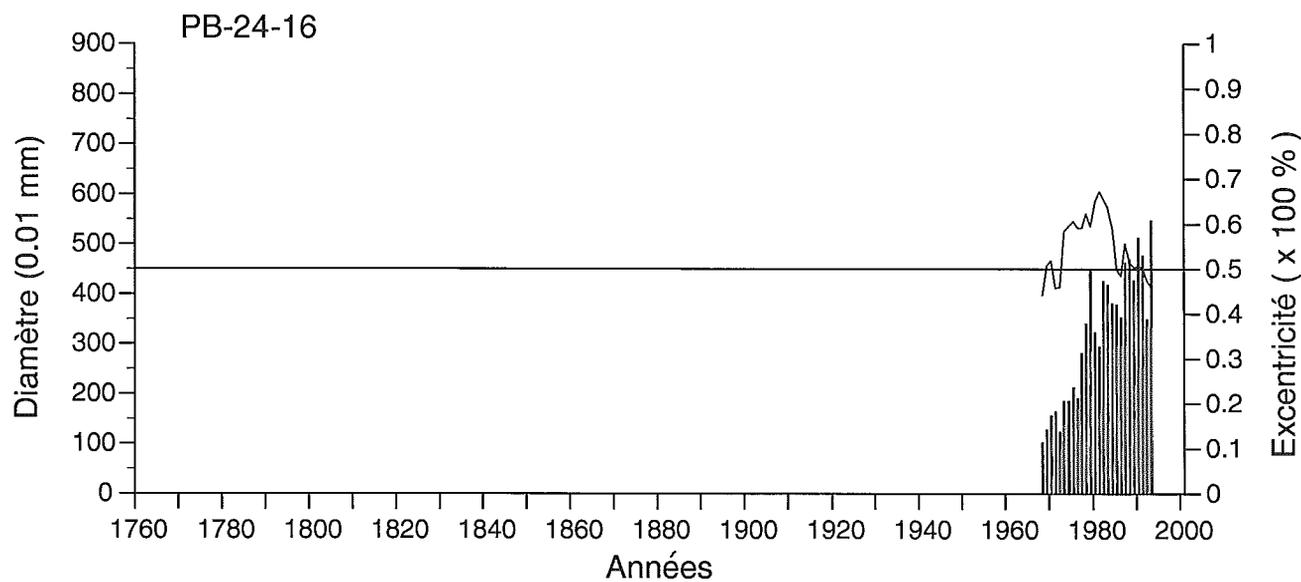
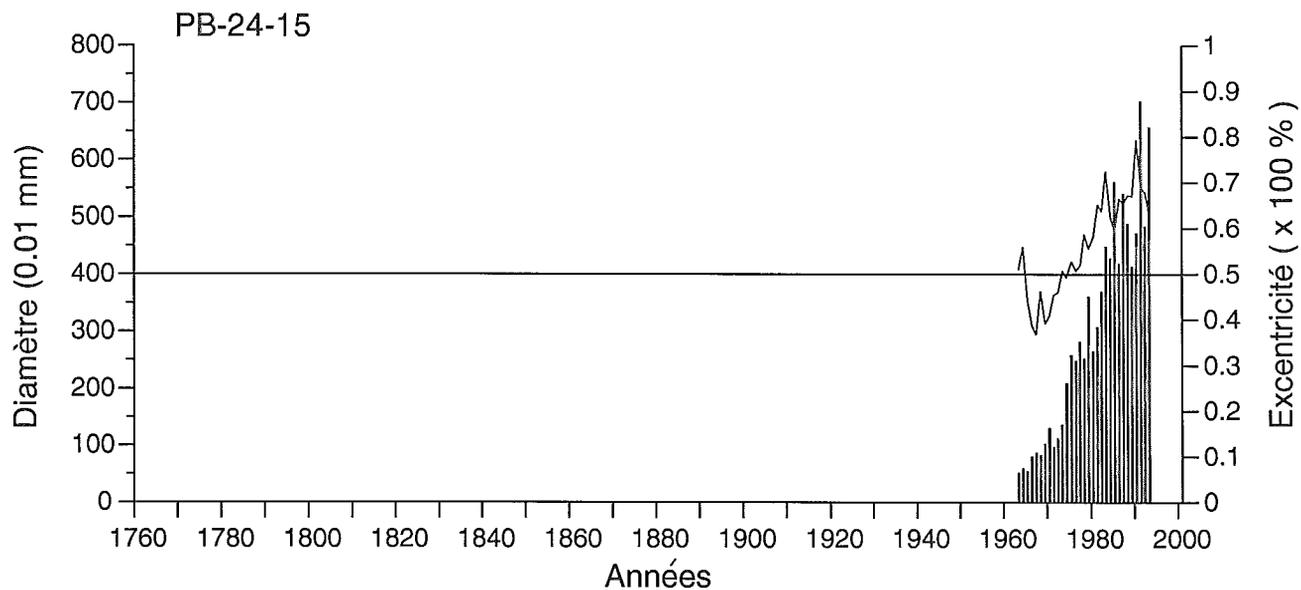


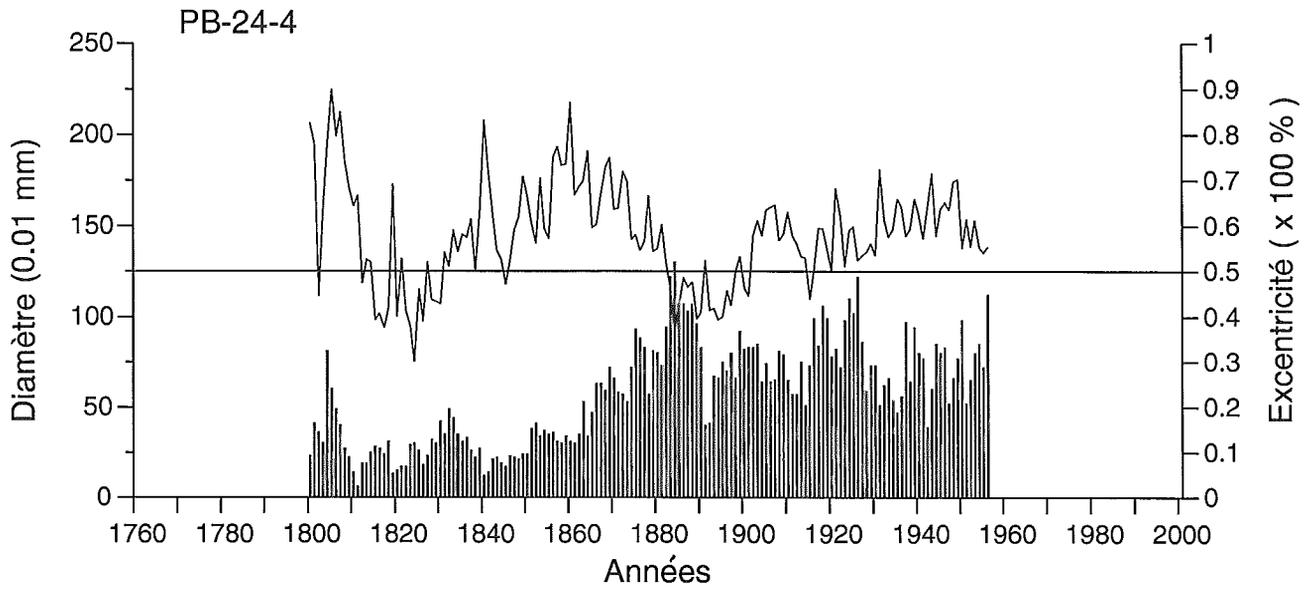


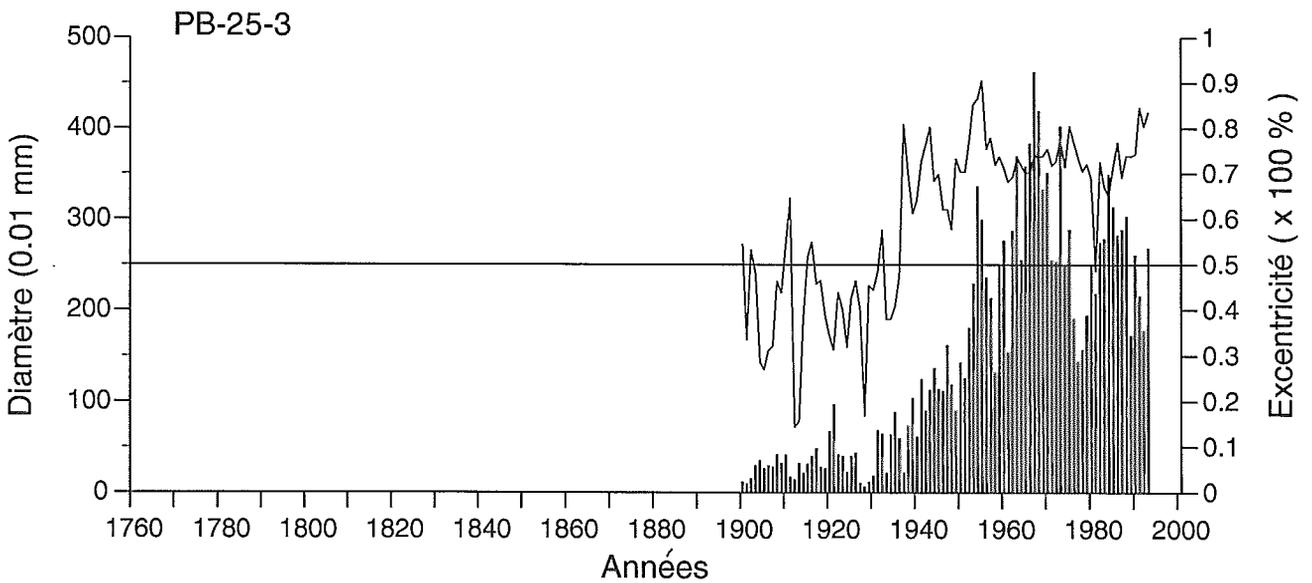
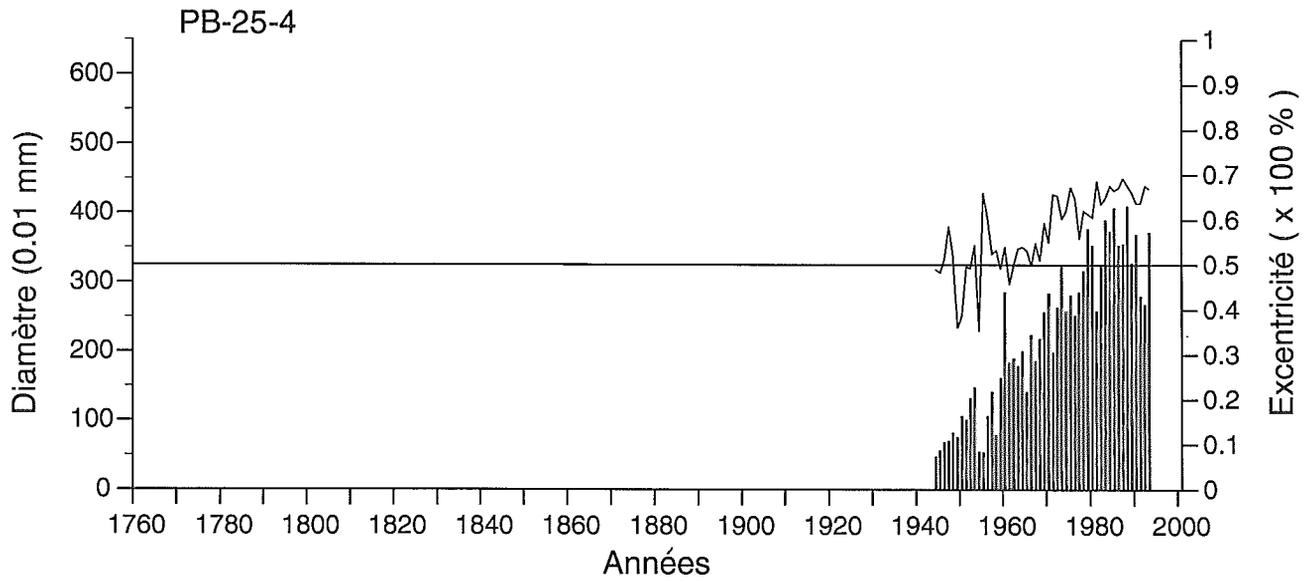
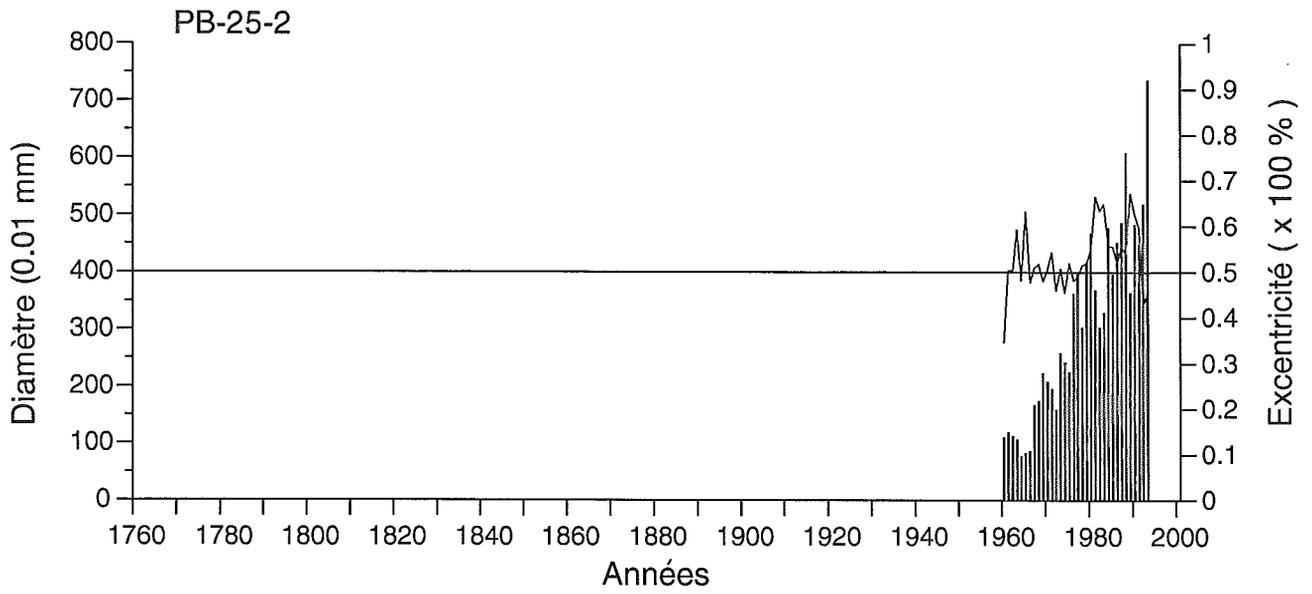


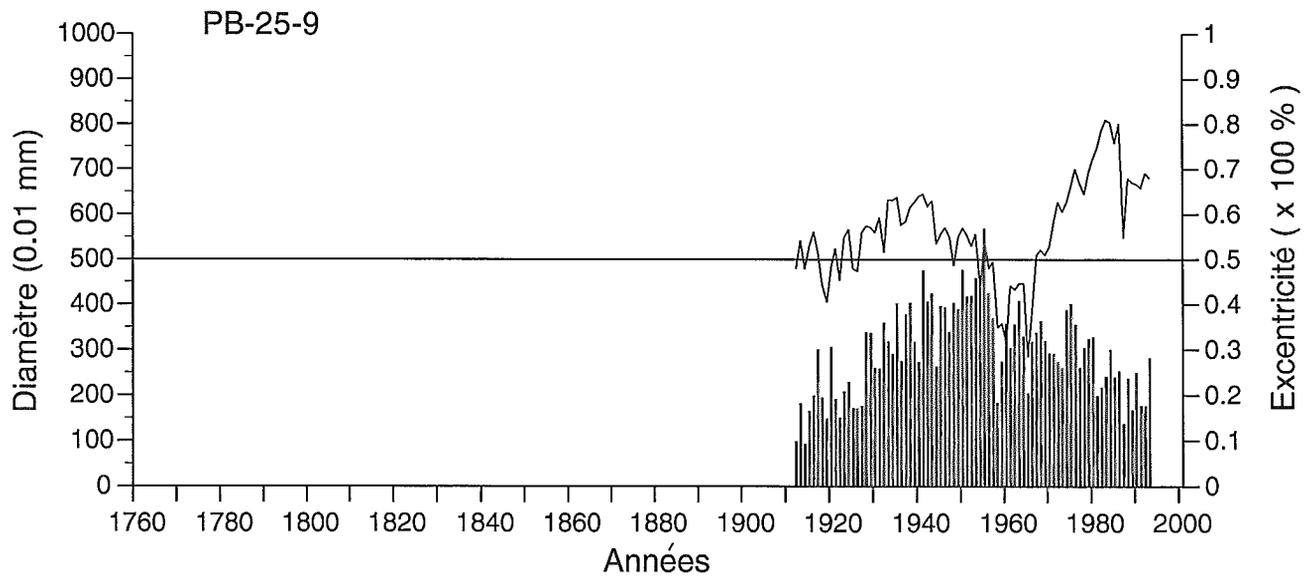
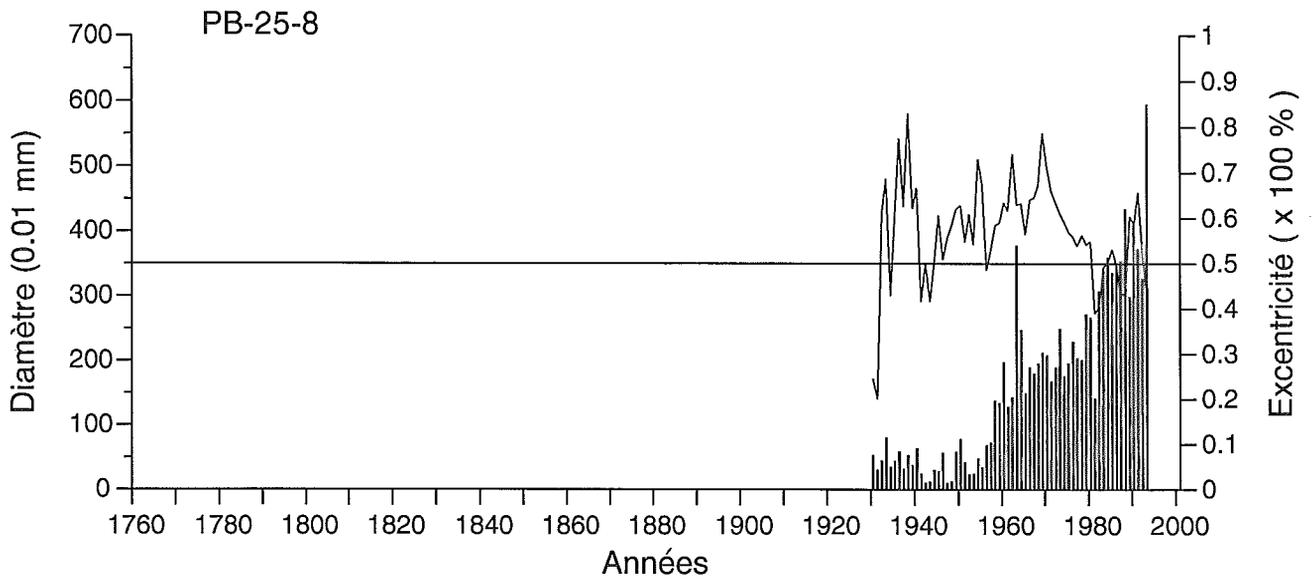


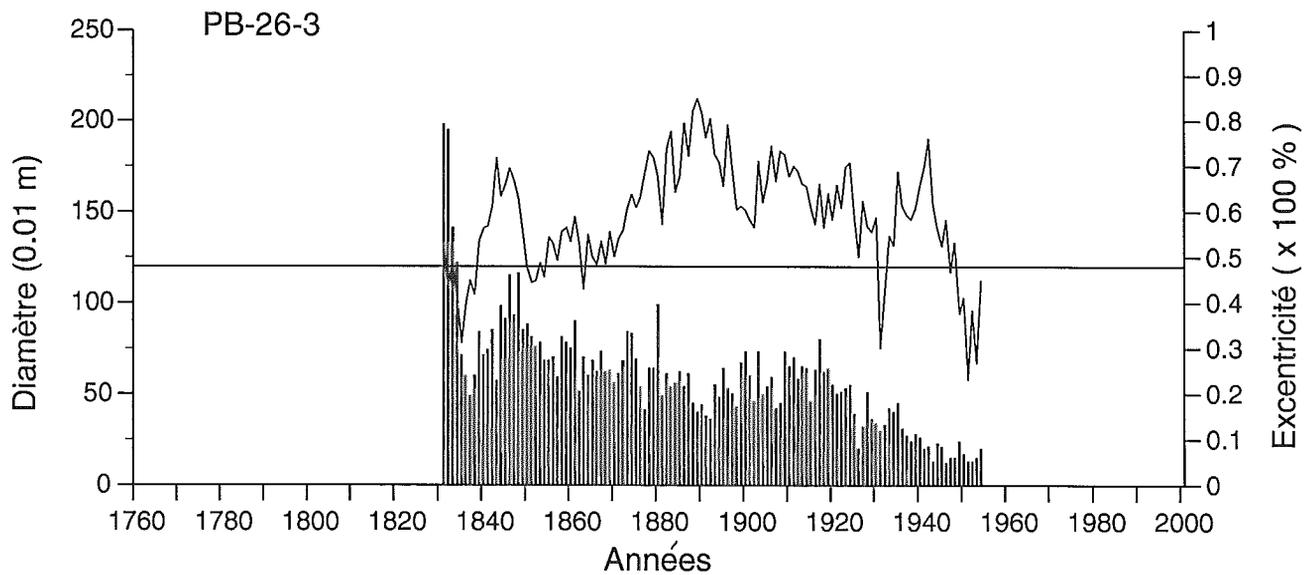
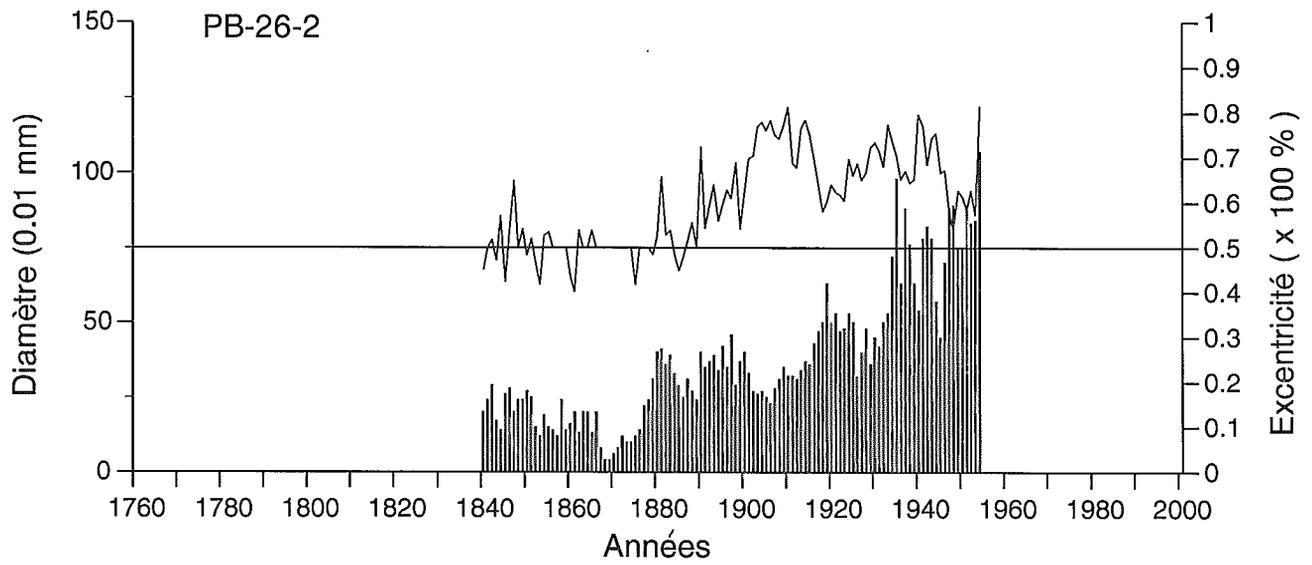
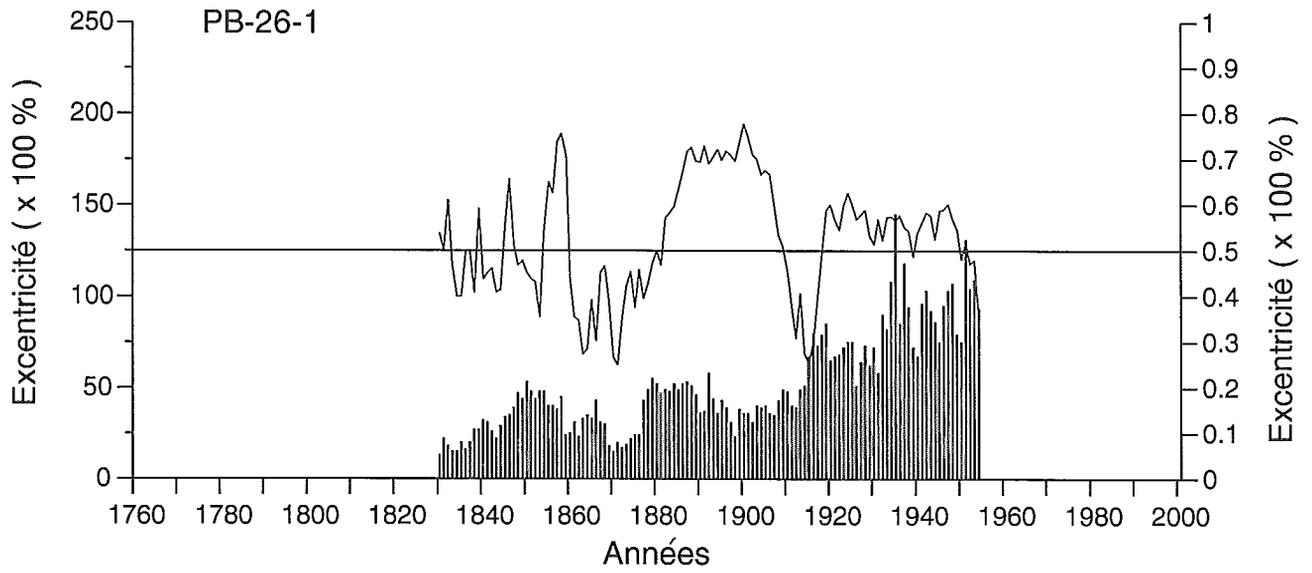


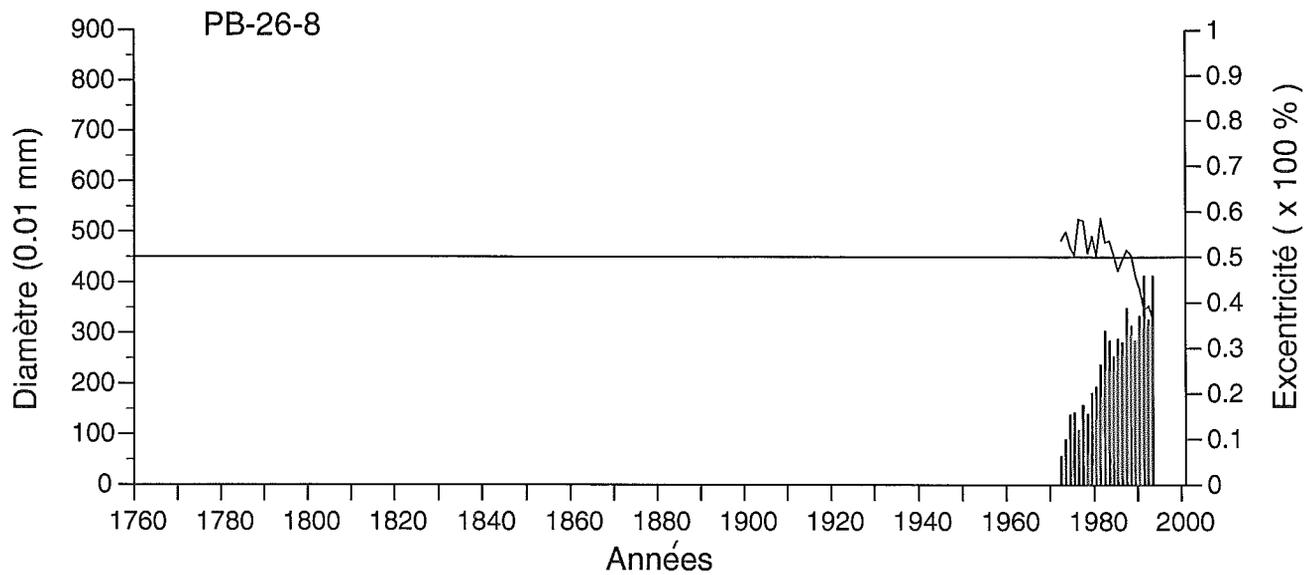
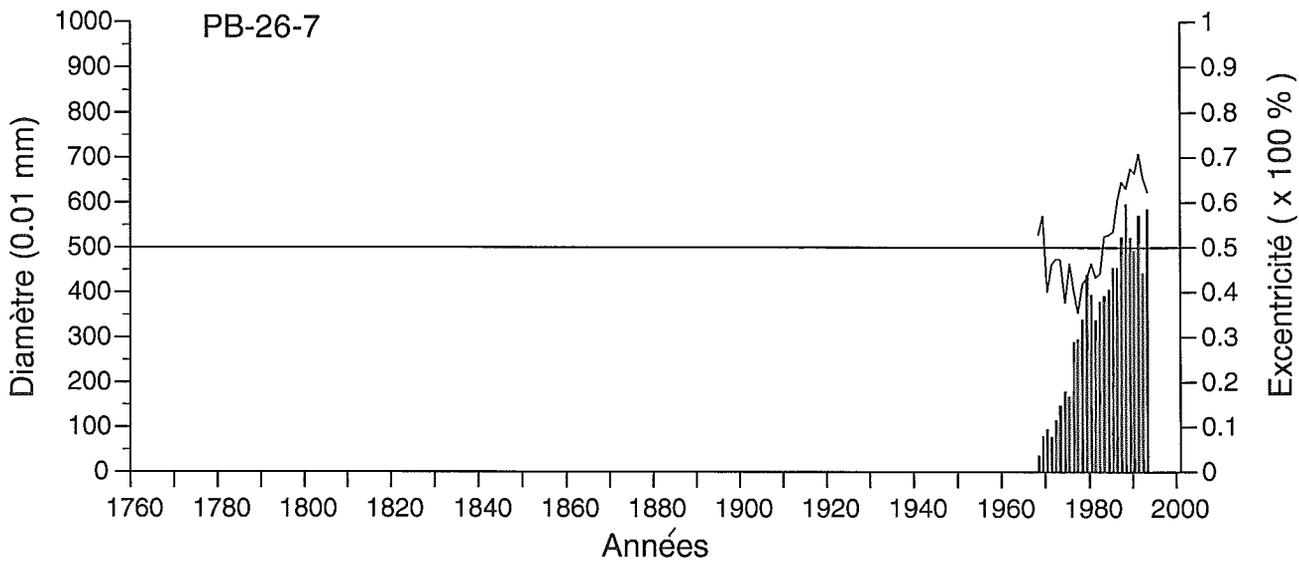
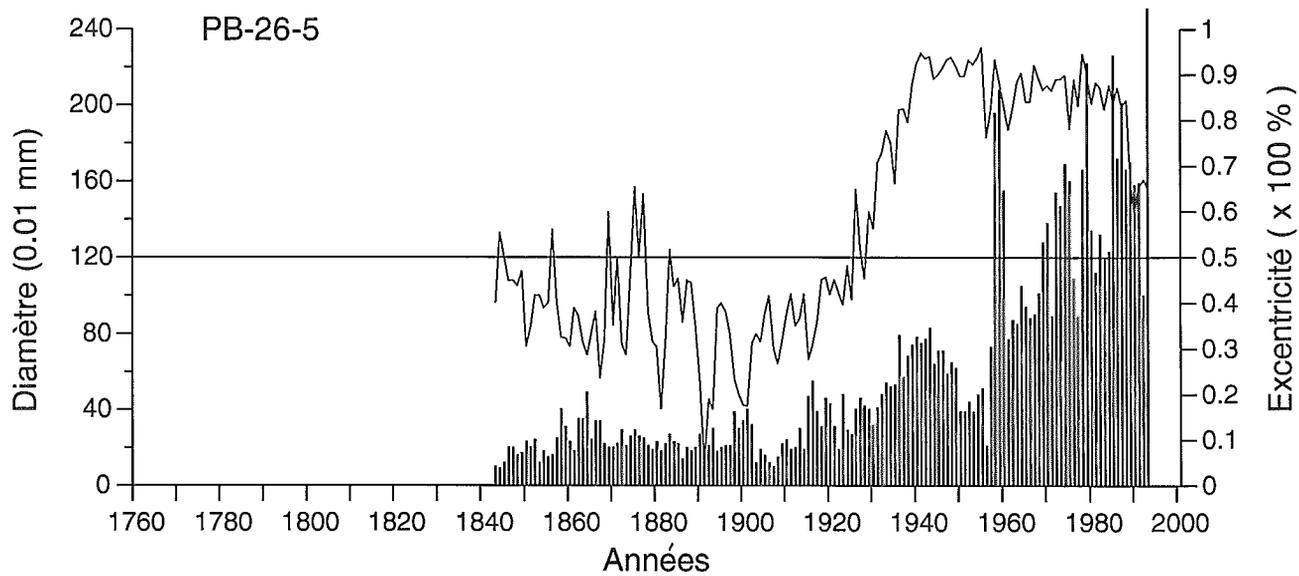


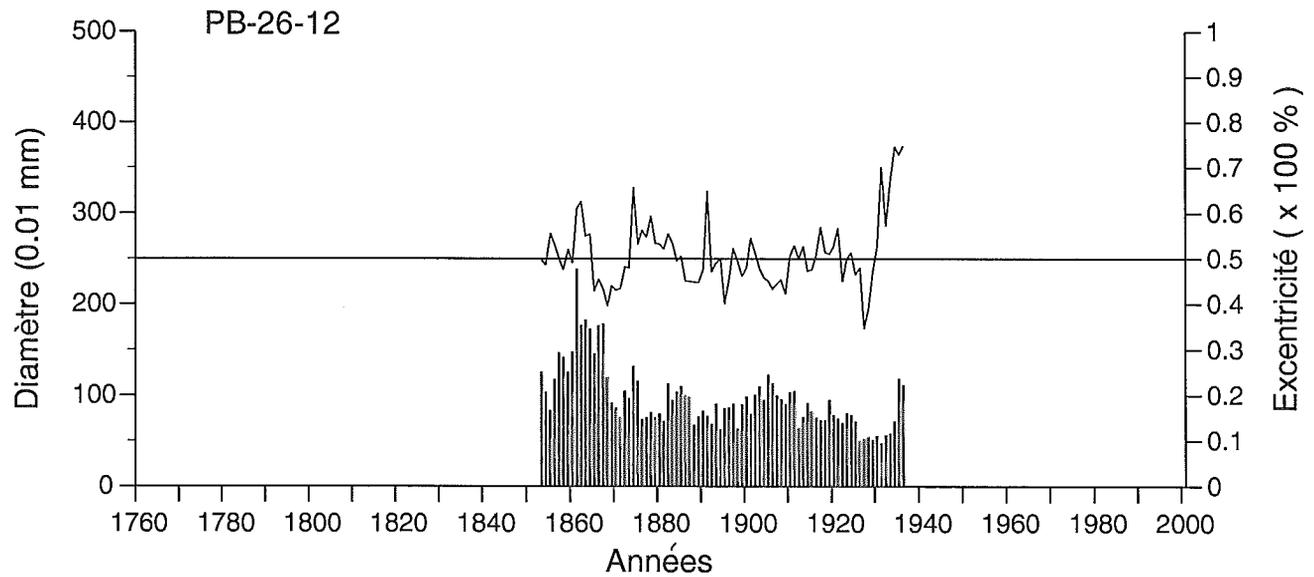
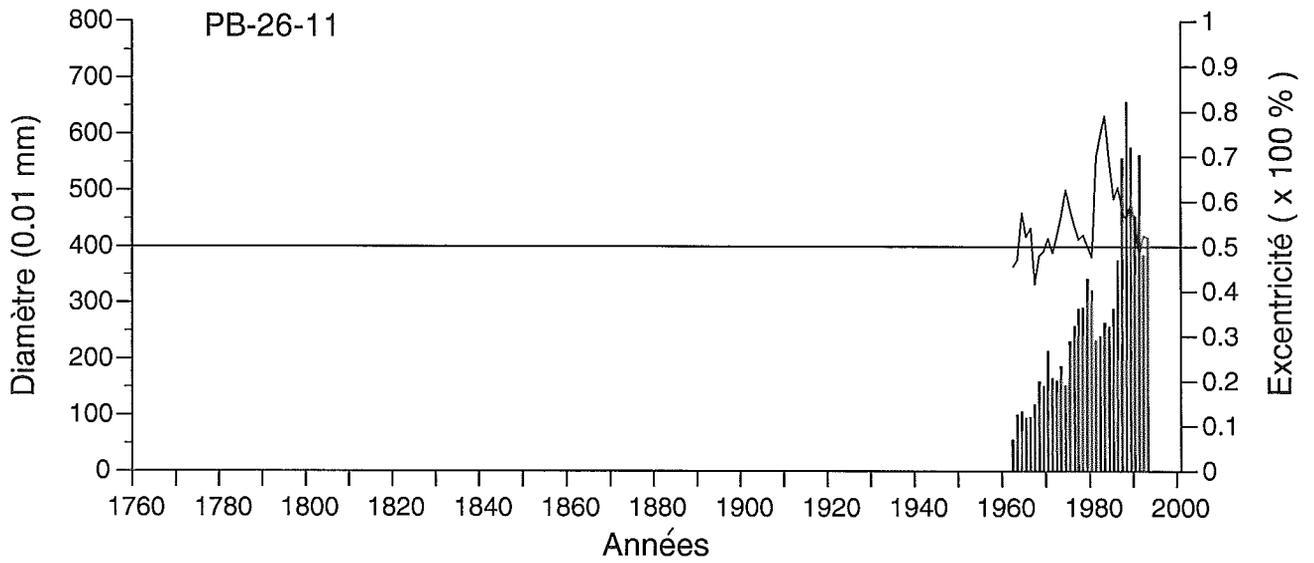
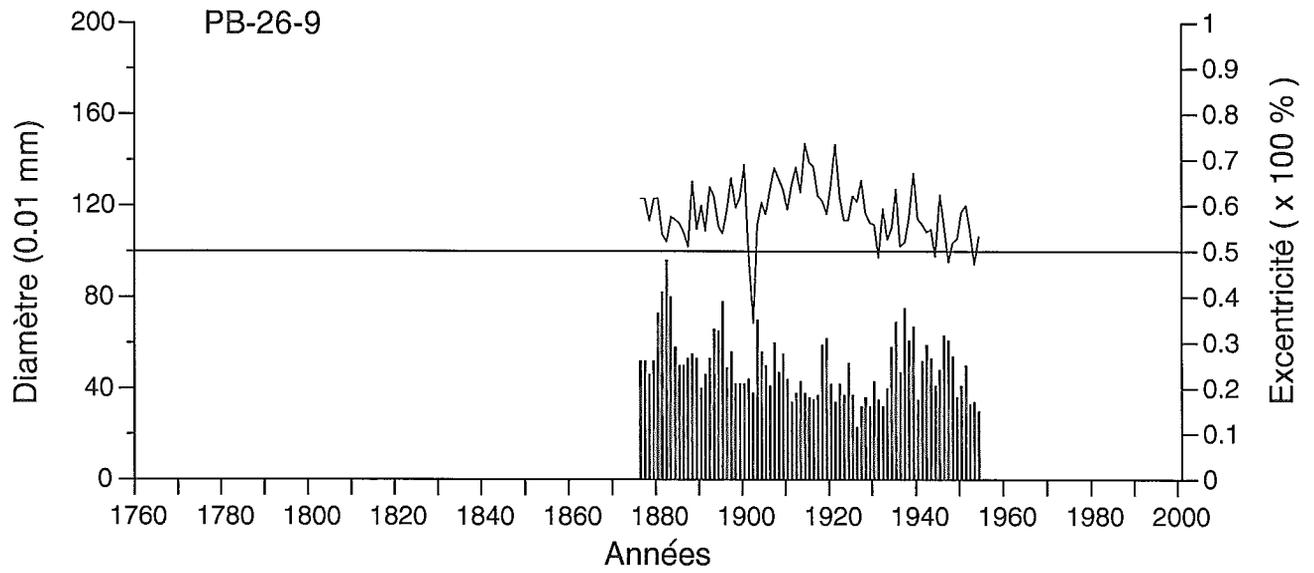


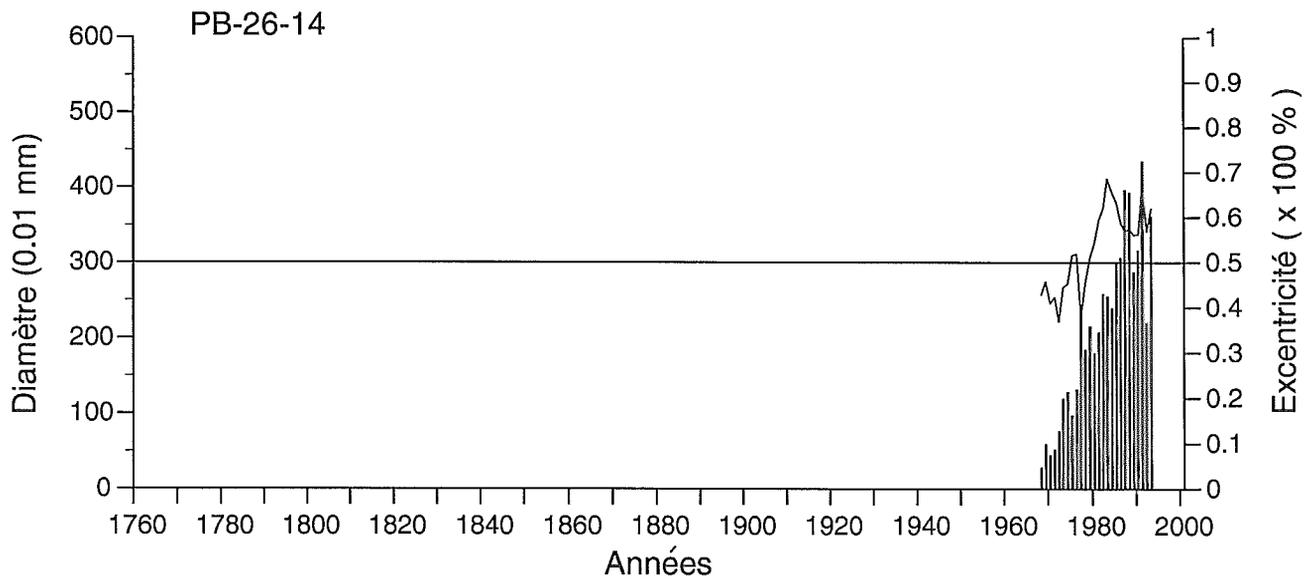
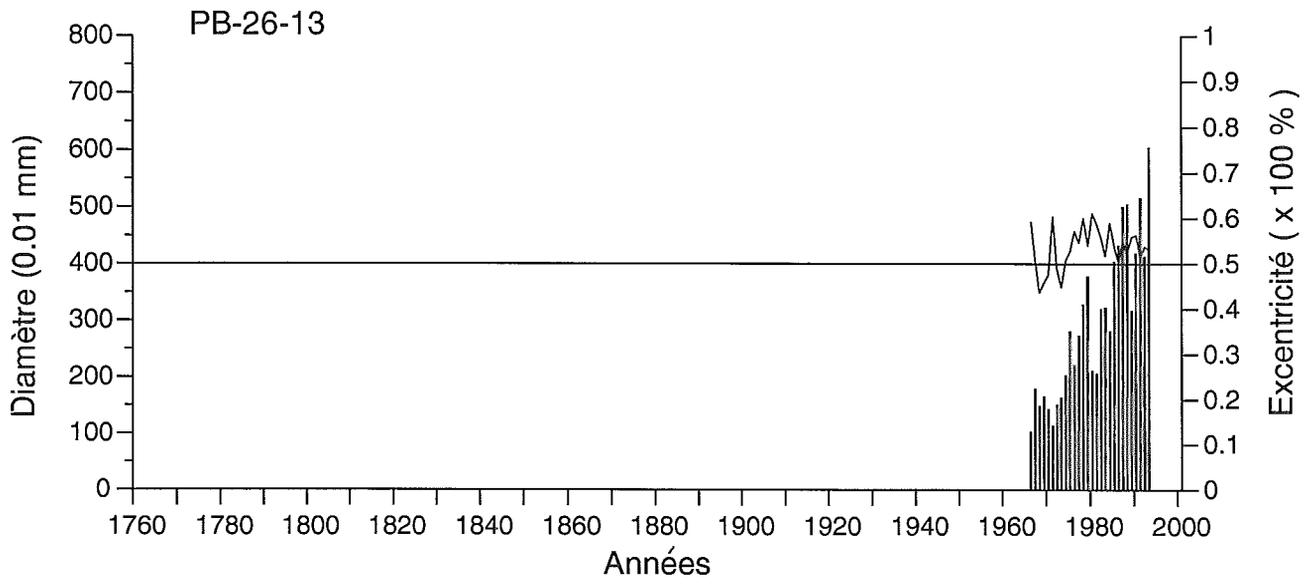


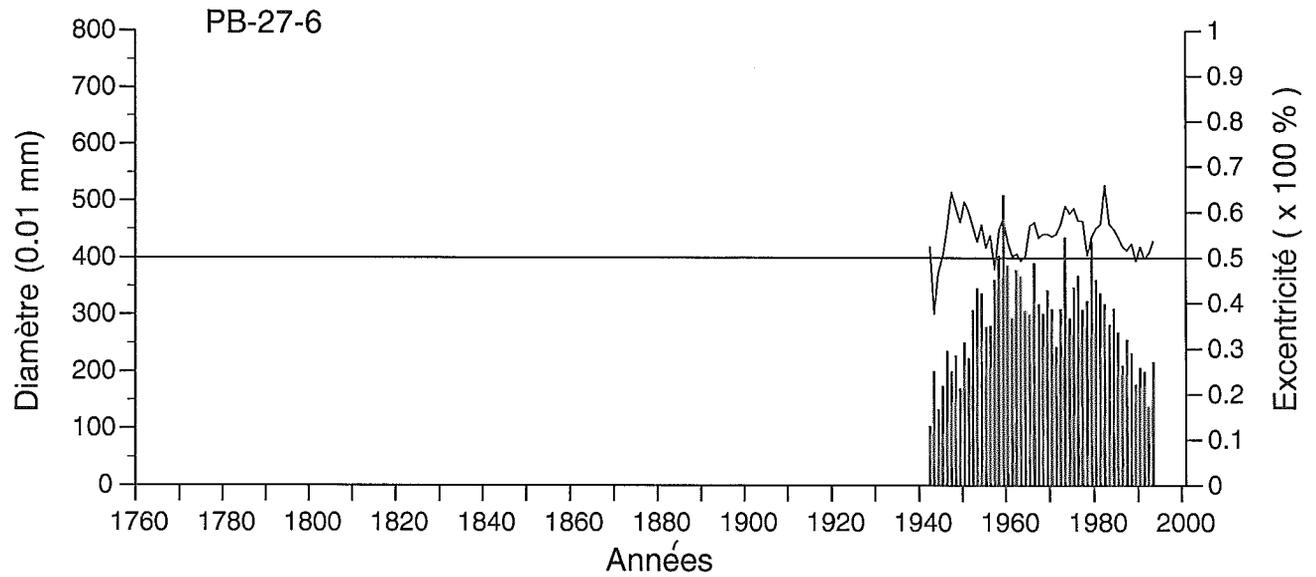
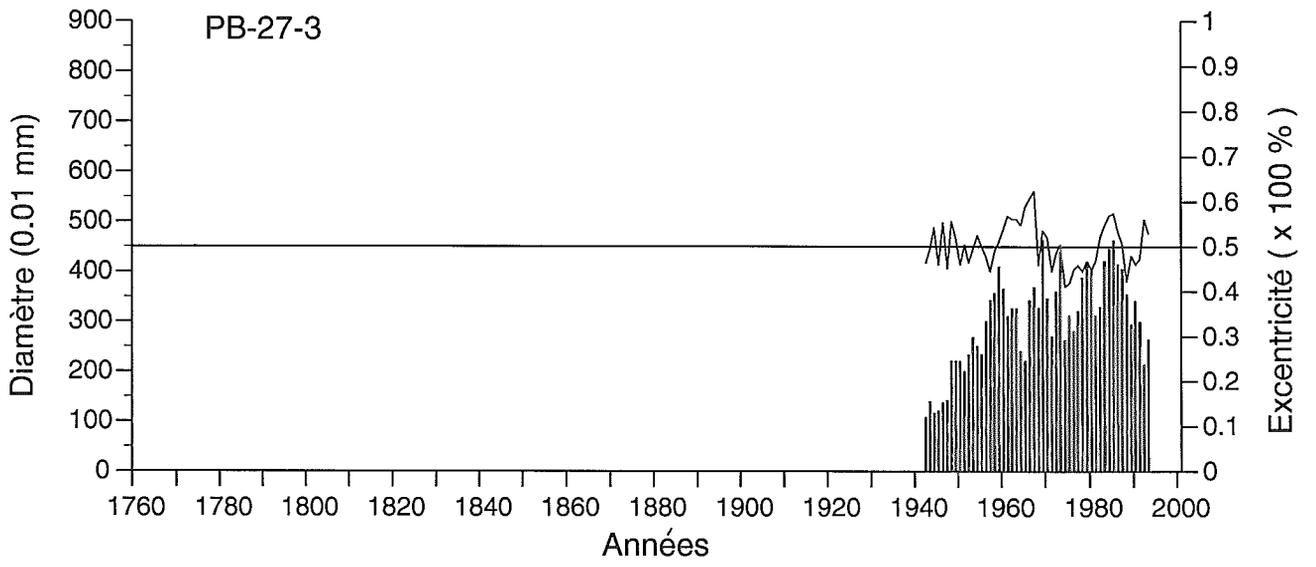
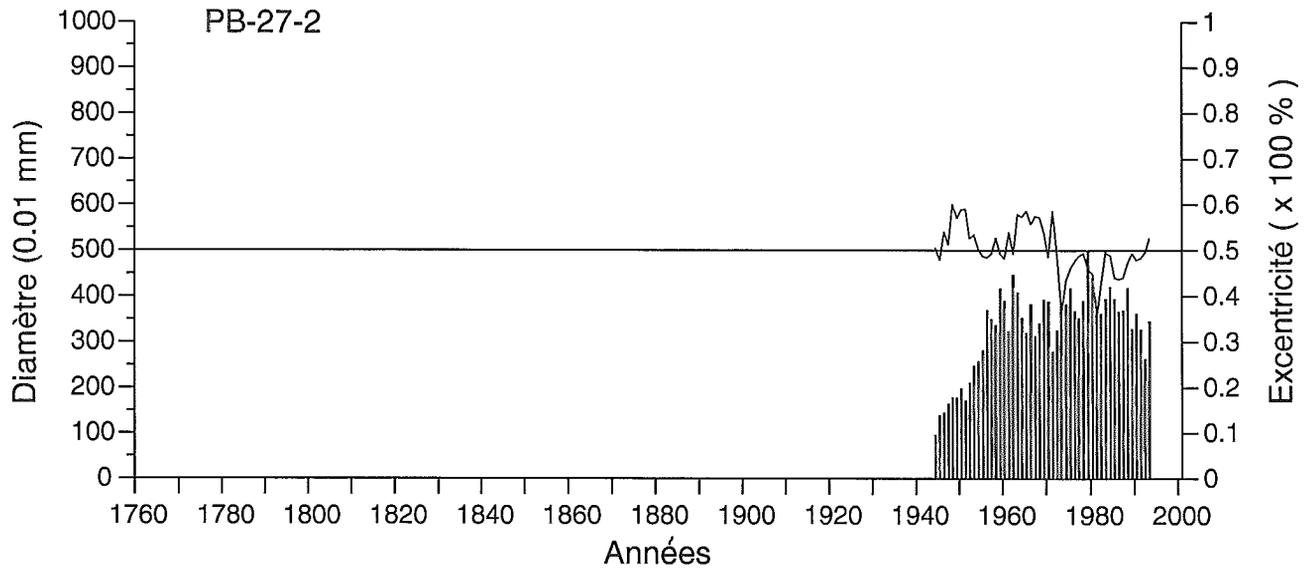


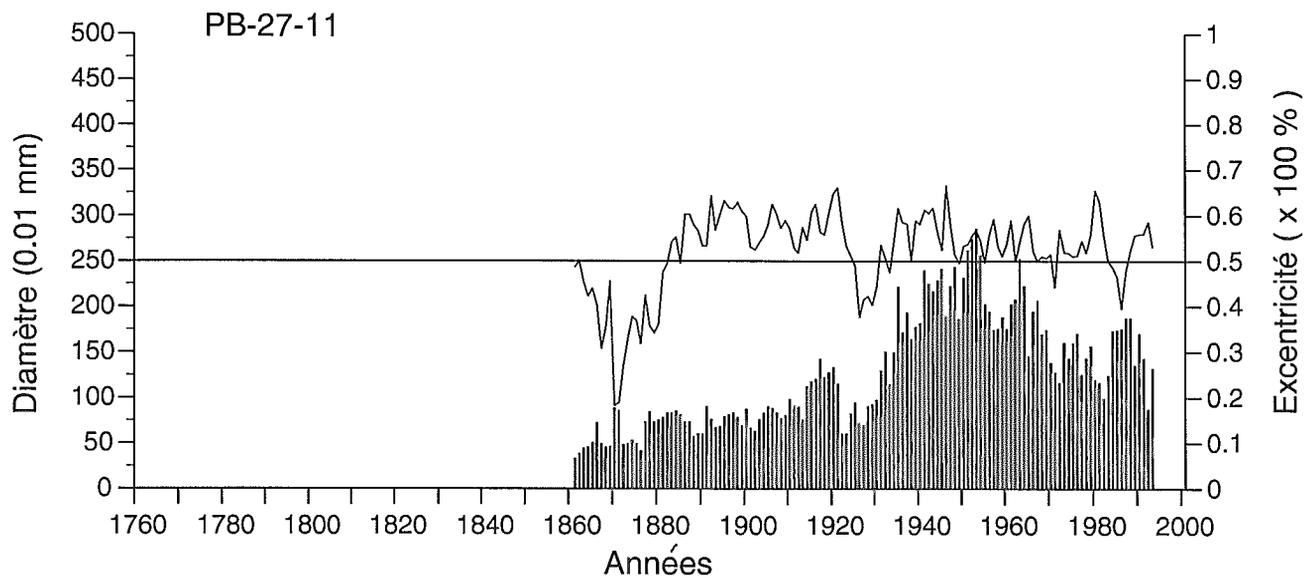
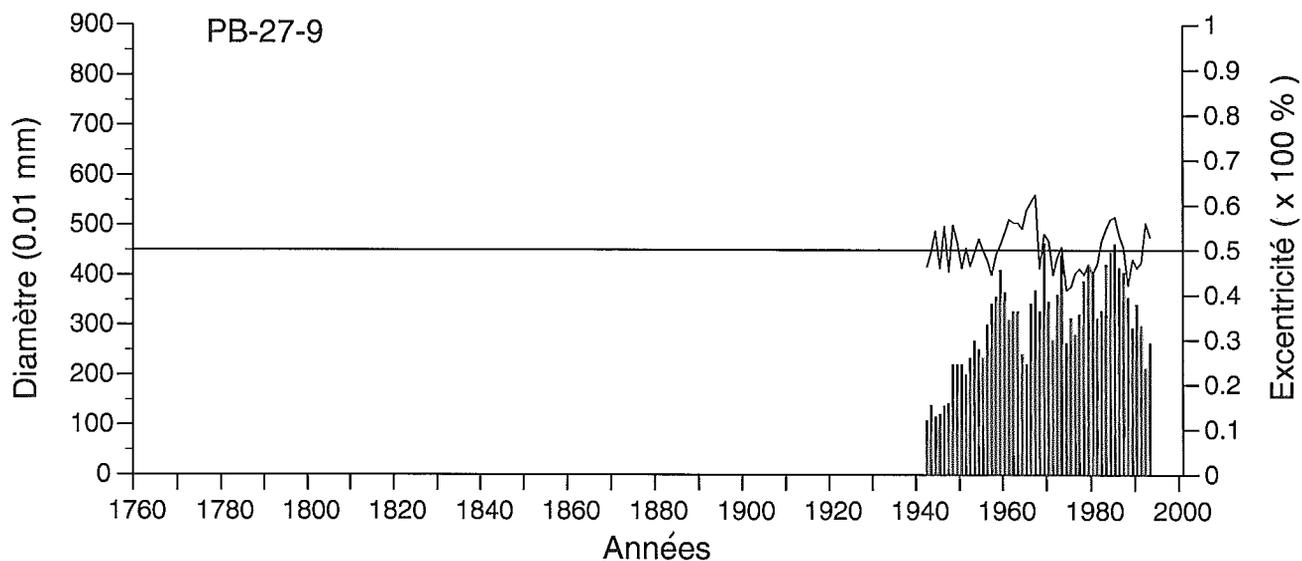
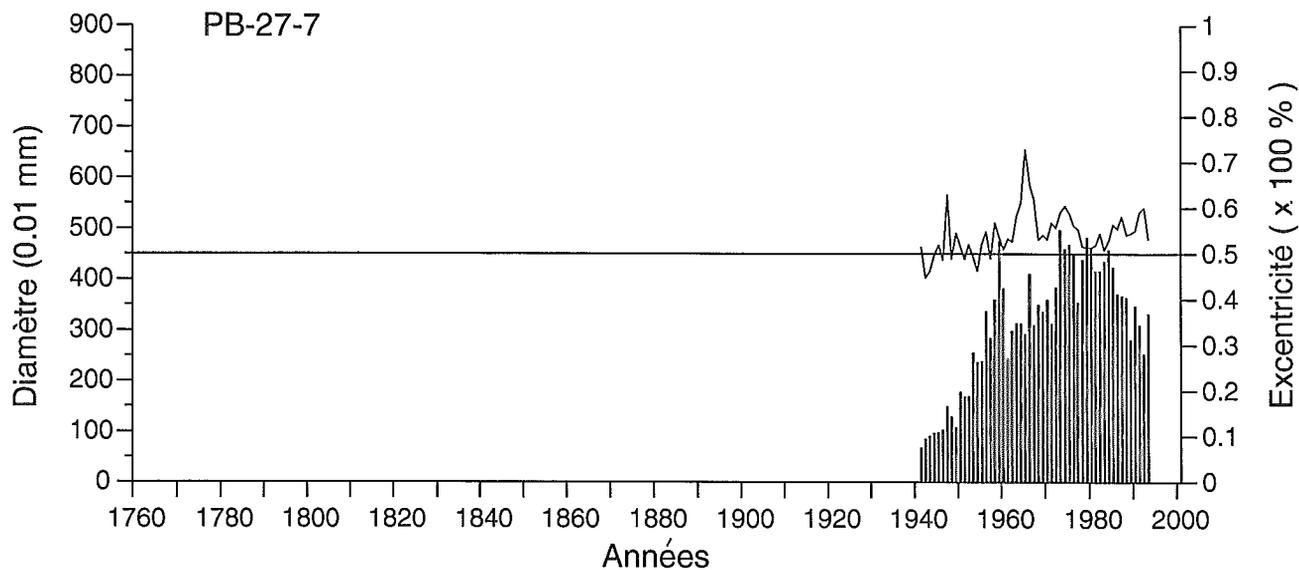


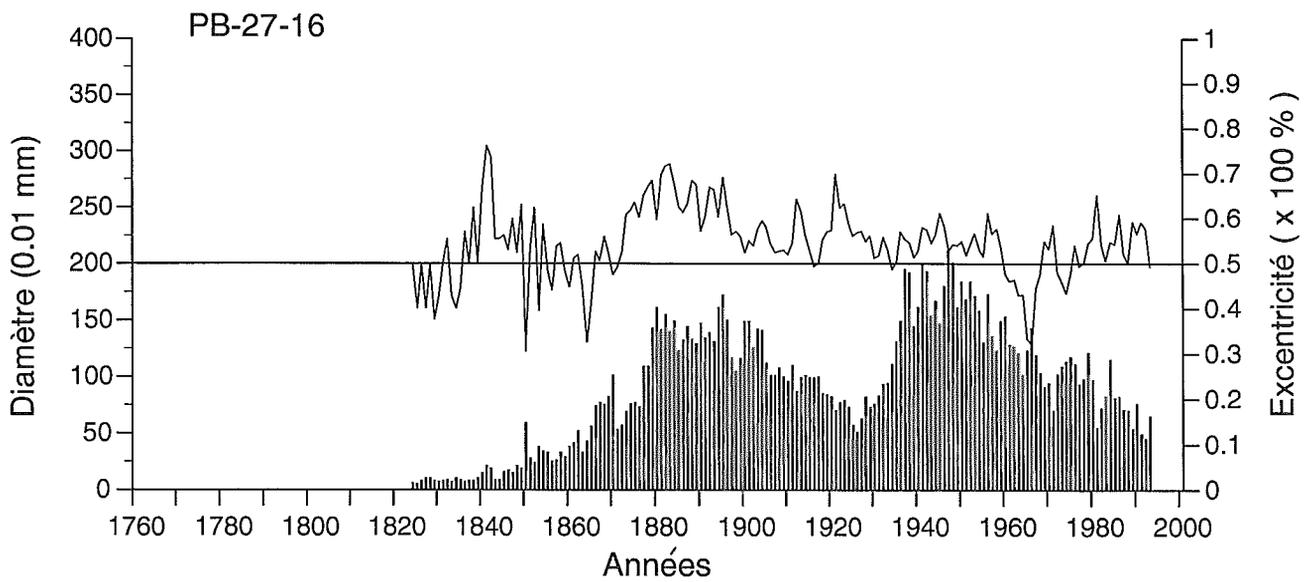
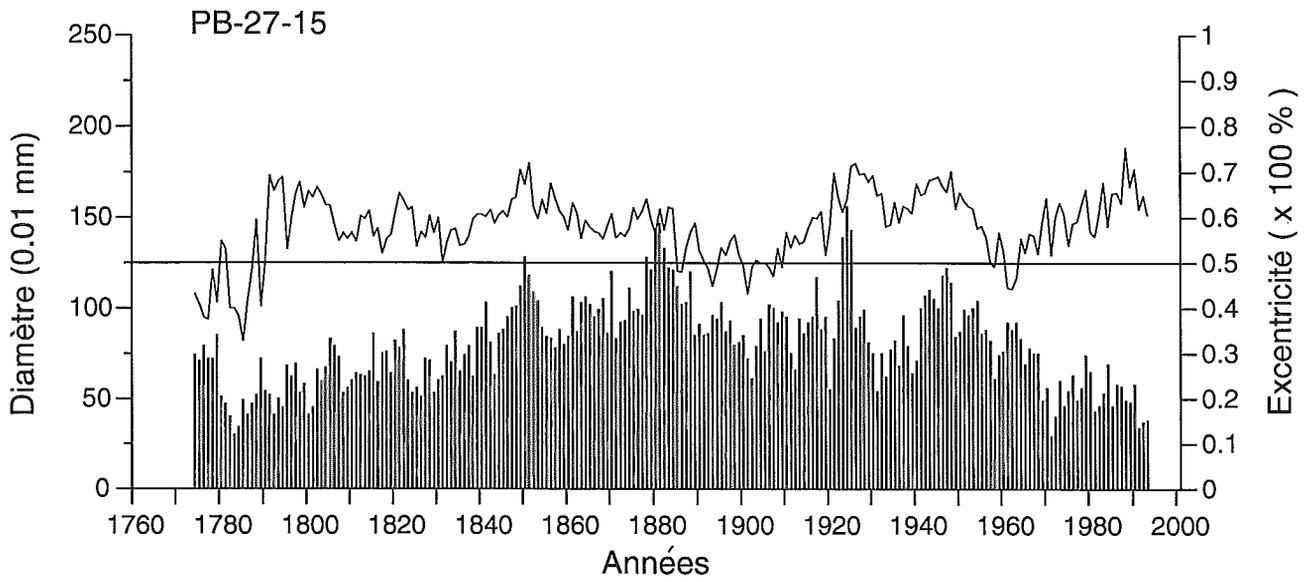


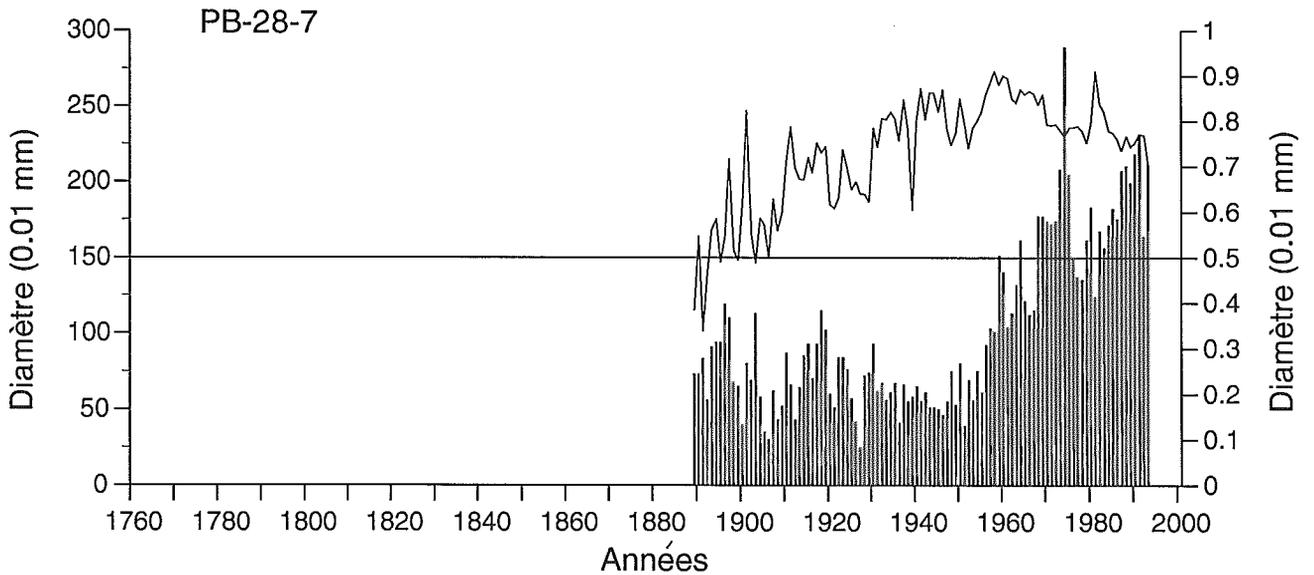
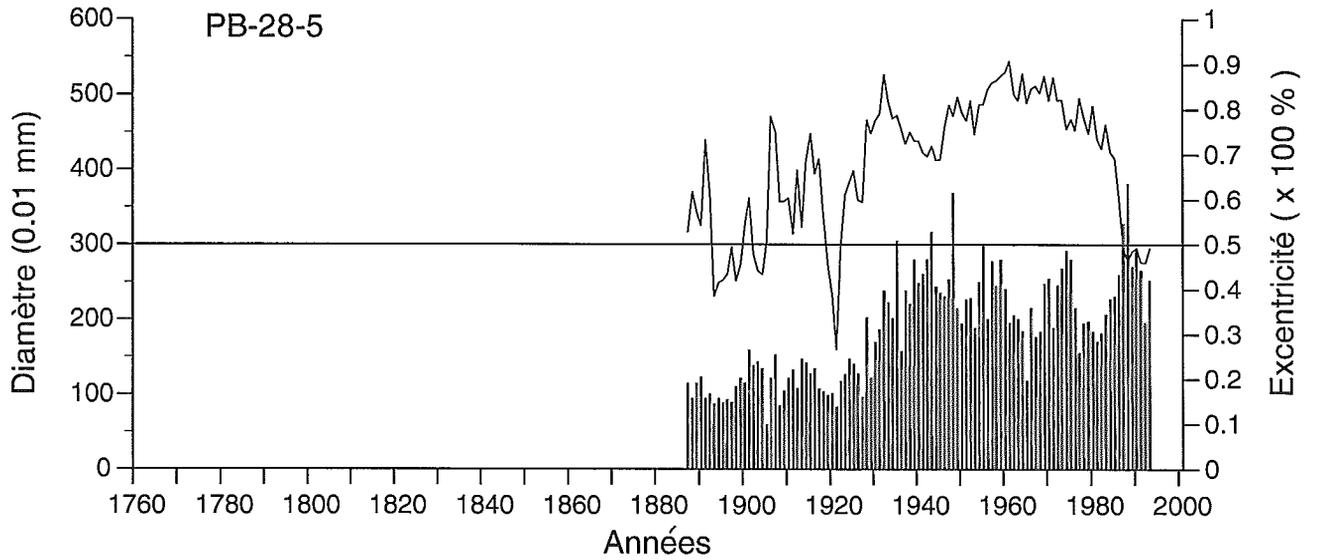
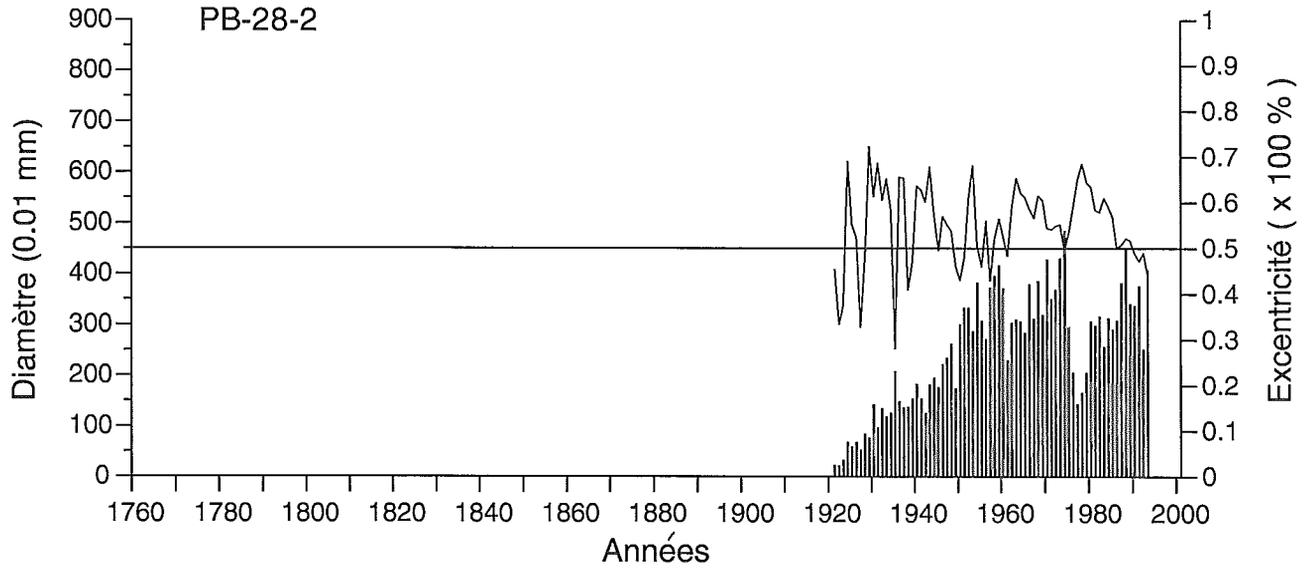


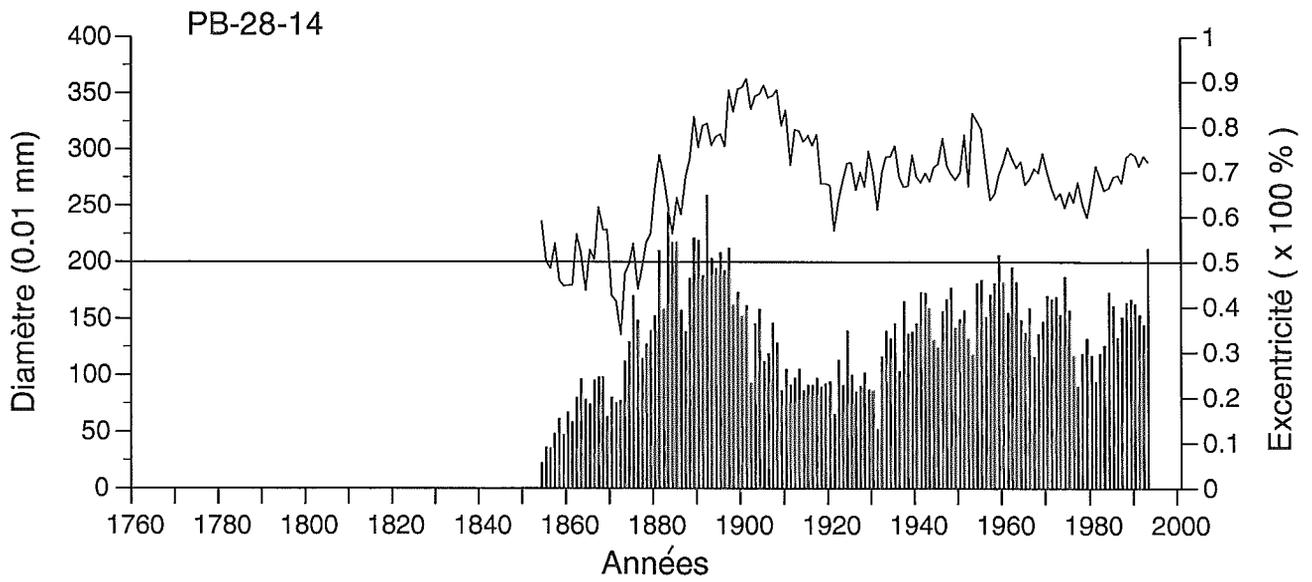
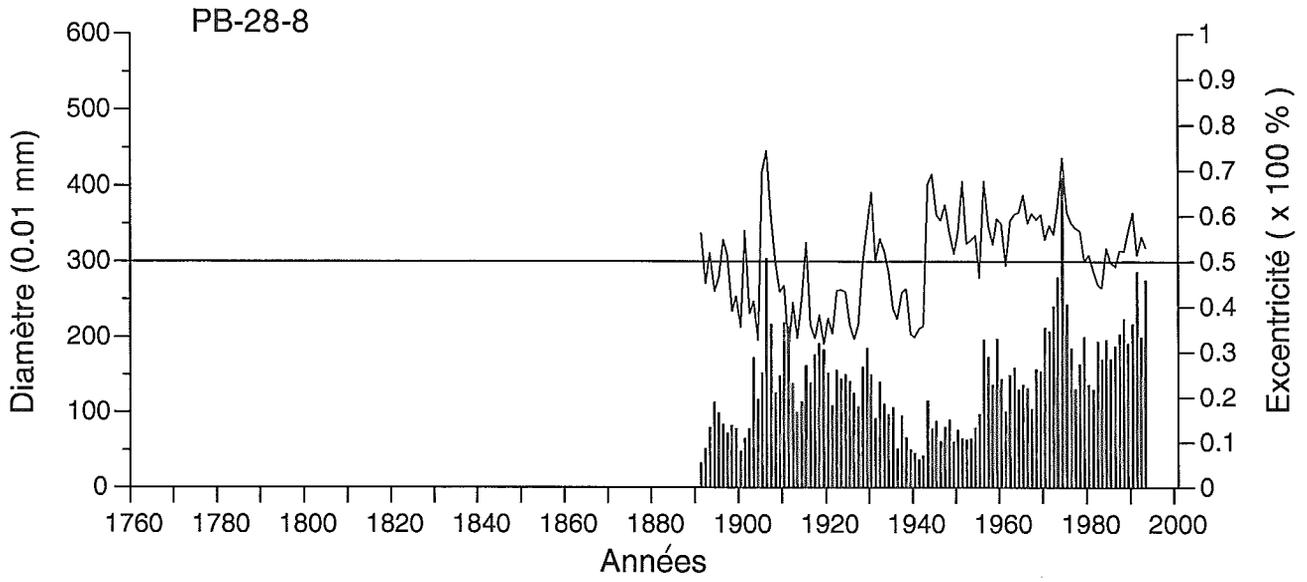












Annexe 2

Caractéristiques granulométriques des dépôts.

Annexe 2: Caractéristiques granulométriques générales des dépôts de certains sites échantillonnés.

Échantillon	Médiane (Phi)	Moyenne (Phi)	Écart-type (Phi)	Sables (% >63 μ)	Silts (% 4-63 μ)	Argiles (% <4 μ)	Silts (% 2-63 μ)	Argiles (% <2 μ)
PB-5	5.69	6.177	2.241	21.82	50.92	27.26	62.58	15.6
PB-6	1.19	1.323	1.13	97.71	2.08	0.2	2.17	0.11
PB-7	2.02	2.41	2.304	78.82	17.97	3.21	19.32	1.86
PB-8	8.81	8.793	1.597	0.18	27.04	72.78	54.62	45.2
PB-9	7.03	6.583	2.519	42.8	20.83	36.38	37.11	20.09
PB-13	0.64	0.67	0.971	100	0	0	0	0
PB-15-S	0.93	0.937	0.732	100	0	0	0	0
PB-15-A	7.72	7.253	2.31	9.89	44.11	46	64.81	25.3
PB-16	2.3	2.553	2.154	80.45	16.47	3.07	17.77	1.77
PB-17	2.36	2.38	0.74	96.79	3.1	0.11	3.1	0.11
PB-18	1.67	1.69	0.901	97.29	2.4	0.32	2.56	0.16
PB-20	2.25	2.077	1.248	95.7	3.87	0.43	4.03	0.27
PB-21	0.58	0.593	0.809	98.65	1.12	0.23	1.23	0.11
PB-24	3.42	4.137	3.067	59.63	26.02	14.36	31.78	8.6
PB-25	2.76	3.323	2.943	72.11	18.63	9.26	22.21	5.69
PB-27	1.39	1.36	1.15	95.88	3.39	0.73	3.76	0.36
PB-28	0.1	0.09	0.633	100	0	0	0	0