

Paléogéographie littorale et enregistrement isotopique (^{13}C , ^{18}O) d'événements de type El Niño par les mollusques holocènes et récents du nord-ouest péruvien

Littoral Paleogeography and Isotopic Record (^{13}C , ^{18}O) of El Niño Events in Modern and Holocene Mollusk Shells From NW Peru

Küsten-Paläogeographie und isotopische Belege (^{13}C , ^{18}O) von Ereignissen des El Niño-Typus auf Weichtieren des Holozäns und der Gegenwart im Nordwesten von Peru

Christine Perrier, Claude Hillaire-Marcel and Luc Ortlieb

Volume 48, Number 1, 1994

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032970ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032970ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Perrier, C., Hillaire-Marcel, C. & Ortlieb, L. (1994). Paléogéographie littorale et enregistrement isotopique (^{13}C , ^{18}O) d'événements de type El Niño par les mollusques holocènes et récents du nord-ouest péruvien. *Géographie physique et Quaternaire*, 48(1), 23–38. <https://doi.org/10.7202/032970ar>

Article abstract

Mollusks from modern and Holocene littoral deposits and from shell middens were collected in the coastal areas of Chao and Santa (NW Peru). The assemblages were analysed for their heavy isotope (^{13}C , ^{18}O) content in order to document paleoceanographical changes. Seriated isotopic measurements were also performed in shells of *Trachycardium procerum* in order to identify the isotopic signature of El Niño events in mollusk shells. The ^{14}C ages obtained on fossil assemblages indicate that the maximum Holocene sea level was reached as soon as ca. 6500 BP. Between ca. 6500 BP and 4000 BP, a lagoon developed behind a major beach ridge at Santa. The presence of a warm water "panamean" fauna east of the beach ridge complex and its isotopic composition (high ^{18}O contents), contrasting with the cold Peruvian fauna from open littoral environments, support this interpretation. During the last 4000 years, a series of beach ridges were built west of the Santa paleolagoon, while at Chao the bay was progressively infilled until 2850 BP. The isotopic signature of the 1982-83 El Niño event in two recent mollusk shells of *Trachycardium procerum* showing growth ring disturbances, is found in a ~ 1,7 ‰ depletion in ^{18}O as a consequence of warm water invading the Peruvian coast. When corrected for the temperature rise, the ^{13}C contents indicate much lower organic carbon fluxes during such episodes, i.e. a reduced primary productivity. Isotopic measurements in fossil shells indicate that such thermal events also occurred during middle Holocene time.

PALÉOGÉOGRAPHIE LITTORALE ET ENREGISTREMENT ISOTOPIQUE (^{13}C , ^{18}O) D'ÉVÉNEMENTS DE TYPE EL NIÑO PAR LES MOLLUSQUES HOLOCÈNES ET RÉCENTS DU NORD- OUEST PÉRUVIEN

Christine PERRIER, Claude HILLAIRES-MARCEL et Luc ORTLIEB : les deux premiers auteurs, GÉOTOP, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale « A » Montréal, Québec H3C 3P8; le troisième auteur, ORSTOM, Facultad de Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chili.

RÉSUMÉ Des dépôts coquilliers récents et d'âge holocène ont été récoltés dans les régions côtières de Chao et Santa, au nord-ouest du Pérou. Ces assemblages ont été analysés pour leurs teneurs en isotopes lourds (^{13}C , ^{18}O) dans le but de reconstituer les changements paléogéographiques et paléoclimatiques. Une attention particulière a été portée au mollusque *Trachycardium procerum* afin d'examiner la signature isotopique du phénomène de type El Niño enregistrée dans la coquille par des anomalies de croissance. Les données ^{14}C obtenues sur les dépôts coquilliers indiquent un haut niveau marin dès 6500 BP. À Santa, entre 6500 et 4000 BP, une lagune a été isolée de l'océan par un cordon majeur. La présence d'une faune « panaméenne chaude » et sa signature isotopique particulière (fortes teneurs en ^{18}O), contrastant avec la faune péruvienne « froide » des milieux littoraux ouverts, semblent appuyer cette interprétation. Par la suite, une série de cordons littoraux s'est formée à l'ouest de la paléolagune. Dans la région de Chao, une paléobaie s'est comblée, plus tardivement, derrière une flèche littorale, jusqu'à 2850 BP environ. Aucun changement significatif dans les conditions côtières n'a été enregistré à Chao durant l'Holocène. Les profils isotopiques établis sur deux valves récentes de *Trachycardium procerum*, présentant une anomalie de croissance attribuée à l'El Niño de 1982-83, sont comparables. Une forte diminution de teneur en ^{18}O ($\sim 1,7\text{‰}$) marque l'augmentation de la température de l'eau de surface lors de cet événement. Les teneurs en ^{13}C , corrigées pour l'effet thermique, rendent compte d'une forte diminution des flux de carbone organique, lors de cet événement, donc d'une baisse de la productivité primaire.

ABSTRACT Littoral paleogeography and isotopic record (^{13}C , ^{18}O) of El Niño events in modern and Holocene mollusk shells from NW Peru. Mollusks from modern and Holocene littoral deposits and from shell middens were collected in the coastal areas of Chao and Santa (NW Peru). The assemblages were analysed for their heavy isotope (^{13}C , ^{18}O) content in order to document paleoceanographical changes. Seriated isotopic measurements were also performed in shells of *Trachycardium procerum* in order to identify the isotopic signature of El Niño events in mollusk shells. The ^{14}C ages obtained on fossil assemblages indicate that the maximum Holocene sea level was reached as soon as ca. 6500 BP. Between ca. 6500 BP and 4000 BP, a lagoon developed behind a major beach ridge at Santa. The presence of a warm water "panamean" fauna east of the beach ridge complex and its isotopic composition (high ^{18}O contents), contrasting with the cold peruvian fauna from open littoral environments, support this interpretation. During the last 4000 years, a series of beach ridges were built west of the Santa paleolagoon, while at Chao the bay was progressively infilled until 2850 BP. The isotopic signature of the 1982-83 El Niño event in two recent mollusk shells of *Trachycardium procerum* showing growth ring disturbances, is found in a $\sim 1,7\text{‰}$ depletion in ^{18}O as a consequence of warm water invading the Peruvian coast. When corrected for the temperature rise, the ^{13}C contents indicate much lower organic carbon fluxes during such episodes, i.e. a reduced primary productivity. Isotopic measurements in fossil shells indicate that such thermal events also occurred during middle Holocene time.

ZUSAMMENFASSUNG Küsten-Paläogeographie und isotopische Belege (^{13}C , ^{18}O) von Ereignissen des El Niño-Typus auf Weichtieren des Holozäns und der Gegenwart im Nordwesten von Peru. Muschelablagerungen der Gegenwart und aus dem Holozän wurden in den Küstengebieten von Chao und Santa im Nordwesten von Peru gesammelt. Diese Sammlungen hat man auf ihren Schwer-Isotopengehalt (^{13}C , ^{18}O) untersucht, um die paläogeographischen und paläoklimatischen Veränderungen zu rekonstruieren. Die auf den Muschelablagerungen erhaltenen ^{14}C -Daten zeigen ein hohes Meeressniveau seit 6500 v.u.Z. In Santa ist zwischen 6500 und 4000 v.u.Z. eine Lagune vom Ozean durch einen bedeutenden Küstendamm abgegrenzt worden. Das Vorkommen einer "warmen" panamaischen Fauna und ihre besondere isotopische Signatur und einer mit ihr kontrastierenden "kalten" peruanischen Fauna der offenen Küstenmilieus scheinen diese Interpretation zu stützen. Danach hat sich eine Serie von Küstendämmen im Westen der Paläolagune gebildet. Im Gebiet von Chao hat sich später eine Paläobucht hinter einem Küstenhaken aufgefüllt, bis etwa 2850 v.u.Z. Keine einzige bedeutende Veränderung in den Küstenbedingungen wurde in Chao während des Holozäns aufgezeichnet. Die isotopischen Profile, die auf zwei neueren Muschelklappen von *Trachycardium procerum* gewonnen wurden und eine Wachstumsanomalie aufweisen, die El Niño von 1982-83 zugeschrieben wird, sind vergleichbar. Eine starke Abnahme an ^{18}O ($\sim 1,7\text{‰}$)-Gehalt weist auf den Temperaturanstieg des Oberflächenwassers während dieses Ereignisses. Der Gehalt an ^{13}C , korrigiert wegen der thermischen Wirkung, bezeugt dass das Ausströmen organischen Kohlenstoffes während dieses Ereignisses stark abnimmt, dass also die primäre Produktivität sinkt.

INTRODUCTION ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les mollusques occupent une place de choix en ce qui a trait à la datation, aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléogéographiques des milieux marins littoraux (Rollins *et al.*, 1990). Ils constituent souvent les seuls fossiles présents, susceptibles, en particulier, d'être datés par les méthodes radiométriques (^{14}C , Th/U,...) ou géochimiques (acides aminés). La nature des assemblages et leur composition isotopique (^{13}C et ^{18}O) sont, en outre, étroitement liées aux conditions du milieu. Ainsi, de nombreux auteurs ont analysé les mollusques des dépôts holocènes de la côte nord-ouest péruvienne : Sandweiss *et al.* (1983), Rollins *et al.* (1981, 1986a et b, 1987), Sandweiss (1986), DeVries (1986), Wells (1988), DeVries et Wells (1990), Díaz et Ortlieb (1991). Ces travaux incluent des descriptions d'assemblages fauniques, des études géomorphologiques, sclérochronologiques et des datations ^{14}C pour fins de reconstitution de l'évolution du littoral péruvien.

Sur ces bases, la présente étude visait à préciser les conditions paléoenvironnementales, le long de la côte nord-ouest du Pérou, en s'appuyant sur des approches isotopiques (^{13}C et ^{14}C , et ^{18}O). Deux sous-objectifs particuliers furent retenus : (1) détailler l'évolution chronologique du littoral depuis la transgression marine de l'Holocène moyen et (2) identifier l'enregistrement isotopique de phénomènes océanographiques majeurs, tels les événements de type El Niño.

À ce sujet, Rollins *et al.* (1986b, 1987), à partir d'une étude sclérochronologique, concluent que certains mollusques, en particulier *Trachycardium procerum*, enregistrent le phénomène par une anomalie de croissance de leur coquille. Sur la base de quelques analyses préliminaires, ils notent que la coquille paraît, de plus, en conserver une empreinte isotopique.

Un débat s'est engagé sur l'âge de la première apparition du phénomène El Niño et sa récurrence au cours du Quaternaire (voir Macharé et Ortlieb, 1992). Quinn *et al.* (1987) ont relevé des mentions historiques d'événements de type El Niño, depuis quatre siècles et demi. DeVries (1987) a inventorié des manifestations plus anciennes (dans l'Holocène et le Pléistocène), notamment au Pérou, tels des indices d'inondations (Wells, 1988, 1990) ou des séries de cordons littoraux (Sandweiss, 1986; Wells, 1988; Ortlieb *et al.*, 1989) associés aux pluies torrentielles résultant du phénomène. Il note, toutefois, la difficulté d'identifier avec certitude les événements anciens de type El Niño, compte tenu de leur brièveté. D'après Rollins *et al.* (1986a), l'apparition du phénomène El Niño aurait eu lieu vers 5000 BP et pourrait être responsable de la disparition des espèces thermophiles le long du littoral du Pérou central.

L'analyse des événements anciens de type El Niño ou paléo-El Niño (PEN) à partir des assemblages de mollusques fossiles se heurte, toutefois, à la difficulté de distinguer les rôles respectifs des changements océanographiques majeurs et des variations paléogéographiques du littoral. Ainsi, un débat persiste à propos de dépôts coquilliers d'âge holocène, au Pérou central, qui renferment une faune d'eau

chaude caractéristique de la province malacologique panaméenne et dont la limite actuelle se trouve environ 500 km plus au nord. Pour Rollins *et al.* (1981, 1986a) et Sandweiss *et al.* (1983), cette faune thermophile est un indice de changements climatiques et océaniques majeurs dans le Pacifique Sud, à l'Holocène moyen. La découverte de faunes froides contemporaines des assemblages « panaméens » et l'analyse sédimentologique et géomorphologique de la plaine côtière de Santa ont conduit DeVries et Wells (1990) à mettre en doute cette interprétation : la faune thermophile correspondrait simplement, selon eux, à des variations paléogéographiques locales.

De ce débat, on peut conclure qu'il est indispensable de fixer un cadre paléogéographique et paléoclimatique général, préalablement à tout essai de reconstitution de PEN à partir des assemblages de mollusques fossiles du littoral péruvien. Notre étude, concentrée sur les deux baies fossiles de Santa et Chao (fig. 1), a ainsi consisté à :

- (1) dresser, à partir des données de terrain et d'une chronologie ^{14}C , une paléogéographie du littoral depuis l'Holocène moyen ;
- (2) établir, sur la base de données géochimiques, un bref aperçu des conditions hydrographiques côtières générales ;
- (3) déterminer la signature isotopique du phénomène El Niño chez des spécimens récents de *Trachycardium procerum* ;
- (4) examiner, sur des coquilles d'âge holocène, la présence de telles empreintes afin de vérifier l'existence du phénomène à cette époque.

La zone d'étude choisie se justifie par la qualité de conservation des dépôts coquilliers holocènes et par son emplacement au cœur de la zone côtière d'influence maximale du phénomène El Niño.

CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE ACTUEL

Le littoral péruvien (1° à 19°S) est baigné, au sud, par le courant froid de Humbolt ($16\text{-}22^\circ\text{C}$), qui s'écoule vers l'équateur et, au nord, par le courant plus chaud de l'équateur. La zone de convergence de ces eaux (voir Olsson, 1961) se situe à la hauteur de Paita (fig. 1). Une faune marine spécifique s'observe dans chacune des provinces définies par les masses d'eaux côtières.

Dans la région de Chimbote, les eaux littorales sont touchées, dans des conditions océaniques et atmosphériques normales, par un *upwelling* provoquant l'afflux d'éléments nutritifs. Cette situation est à l'origine d'une productivité primaire importante (Barber et Chavez, 1983).

La présence du courant froid de Humbolt est l'un des principaux facteurs responsables de l'aridité de la côte péruvienne (Prohaska, 1973). Les précipitations sont, en général, rares et peu abondantes : de 15 à 40 mm par année, en moyenne, le long de la côte (Meigs, 1966). Dans la partie centrale de la côte, la température atmosphérique moyenne annuelle oscille autour de 20°C (Cossío et Jaén, 1967).

LE PHÉNOMÈNE EL NIÑO

Les conditions arides sont parfois perturbées par des anomalies climatiques (El Niño) aux conséquences écologiques et économiques désastreuses (voir Philander, 1990, pour un approfondissement du sujet). Ces événements résultent de perturbations du système océan-atmosphère dans le Pacifique intertropical (voir Cane, 1983; Rasmusson, 1985; Rasmusson et Wallace, 1983). De façon concrète, l'événement El Niño se définit comme une apparition d'eau anormalement chaude dans la région côtière, au large du Pérou et de l'Équateur, durant plusieurs mois consécutifs (SCOR, 1983; Barber et Chavez, 1983). Cette perturbation provoque, dans la zone littorale, des pluies torrentielles et une hausse de la température de l'eau de surface de plusieurs degrés au-dessus des normales saisonnières : de 3 à 4°C lors de phénomènes El Niño de moyenne intensité, jusqu'à 8-10°C,

lors d'événements plus puissants, tel celui de 1982-83 (Enfield, 1987). Le long de la côte, la présence d'eaux chaudes, pauvres en éléments nutritifs, entraîne un effondrement de la productivité primaire (Barber et Chavez, 1983). À cette influence directe du phénomène El Niño sur le climat du littoral péruvien, s'ajoute l'effet de pluies torrentielles qui constituent les principaux agents d'érosion et de transport de matériel détritique vers la zone côtière (voir les travaux de Wells, 1987b, 1988, 1990).

GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE RÉGIONALES

Le long du secteur littoral nord du Pérou, des massifs rocheux de plusieurs centaines de mètres d'altitude alternent avec des zones d'accumulation sédimentaire. Ces massifs incluent des roches sédimentaires et volcaniques datant du Mésozoïque et du Tertiaire. On note également la présence d'intrusions ignées (Cossio et Jaén, 1967; Teves et Jungbluth, 1979).

Les zones d'accumulation sont d'âge quaternaire et constituent des plaines côtières (pampas). Elles sont principalement composées : 1) de dépôts alluviaux; 2) de complexes de cordons littoraux; 3) de marécages parfois associés à des évaporites (gypse, halite et anhydrite) et résultant de l'assèchement de paléolagunes holocènes; 4) de dépôts éoliens d'épaisseur variable.

À l'embouchure de quelques fleuves et rivières, la côte actuelle est en progradation. Ce phénomène, d'âge holocène à récent, a débuté au pied des massifs côtiers ou d'une paléofalaise entaillée dans les dépôts pléistocènes. Cette paléofalaise marque le maximum de la transgression marine à l'Holocène. La plage actuelle se situe, en général, plusieurs kilomètres à l'ouest de cette limite marine.

LA RÉGION ÉTUDIÉE

La région à l'étude se situe au nord de la rivière Santa et comprend les paléobaies de Santa (Pampas las Salinas) et de Chao (Salinas de Chao), distantes d'une trentaine de kilomètres (fig. 1). Cette région constitue une zone de transport et de sédimentation importante : l'accrétion littorale s'y effectue à partir de sédiments provenant de la rivière Santa et transportés vers le nord par la dérive littorale.

La paléobaie de Santa s'étend sur plus de 22 km de long. Environ 5 km à l'est du rivage actuel, la paléofalaise marquant le maximum de la transgression marine holocène atteint 5 à 10 m de hauteur (Sandweiss *et al.*, 1983; Wells, 1988). Sur cette falaise, on relève de nombreux sites archéologiques; l'un des plus connus (Ostra Base Camp; Sandweiss, 1986; Wells, 1988) se situe à l'extrémité sud de la baie (fig. 2). Ces sites incluent des dépôts de cuisine (débris de coquilles de lamellibranches et de gastéropodes) avec parfois des fragments de textiles, de la céramique et des structures architecturales anciennes (Sandweiss, 1986). Au pied de la paléofalaise, une ancienne plage holocène, riche en débris de coquilles fossiles, tranche dans la topographie (paléoplage d'Ostra; Sandweiss, 1986). À l'ouest de cette paléoplage se dessine une série de cordons littoraux composites (Wells, 1988; Sandweiss, 1986) atteignant jusqu'à 6 m

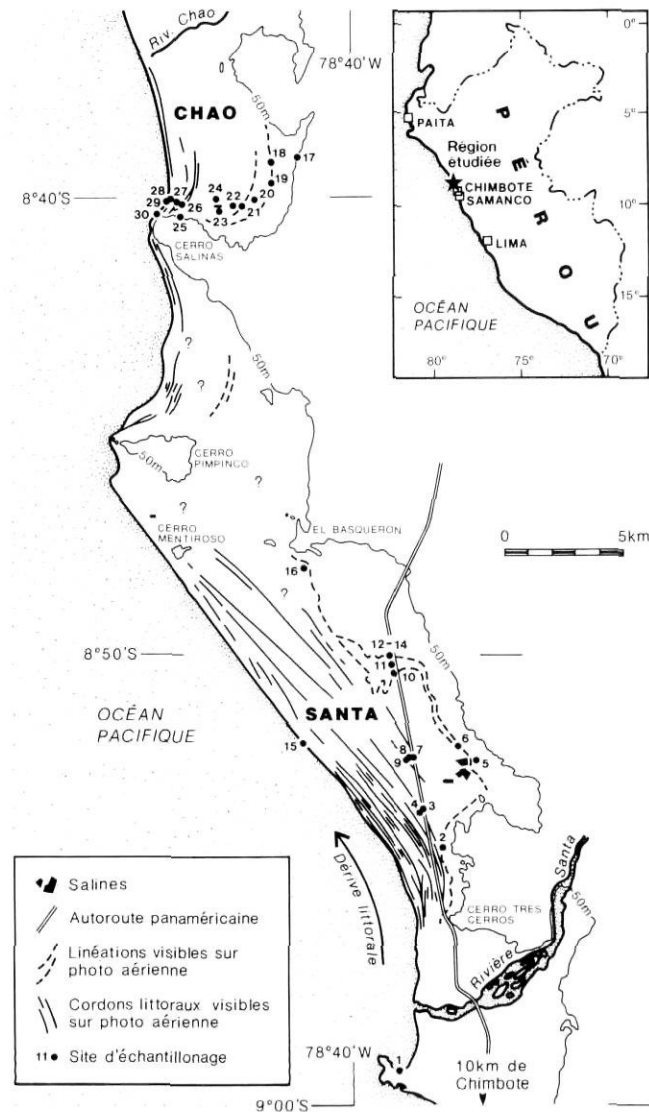


FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude. Les cordons illustrés ont été relevés sur photographies aériennes.

Location map of studied area. The beach ridges shown were identified from air photos.

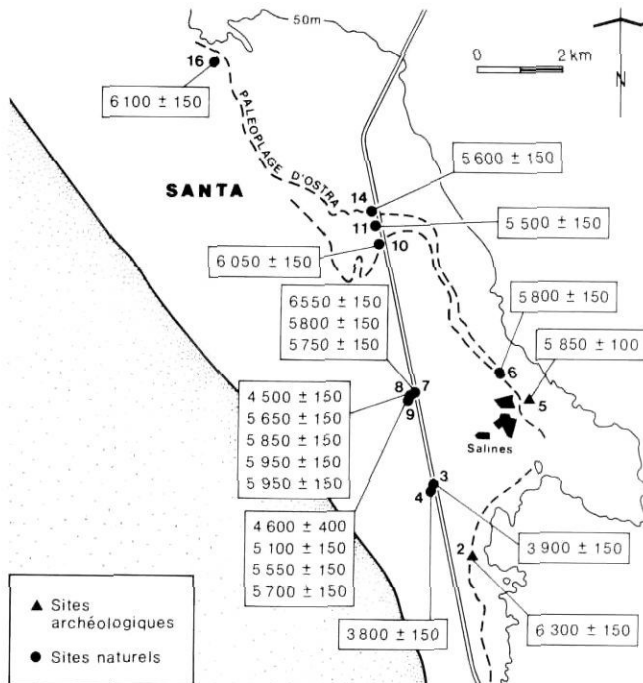


FIGURE 2. Géochronologie de la paléobaie de Santa. Les âges sont exprimés en années conventionnelles (BP). Une paléofalaise holocène est nettement visible dans le segment sud-est de la paléobaie (voir la ligne discontinue orientale longeant les sites 2, 5 et 6) et s'estompe plus au nord. Les dépôts coquilliers de la paléoplage d'Ostra sont représentés par une double ligne en tireté.

Geochronology of the Santa paleobay. Data are expressed in conventional years (BP). The Holocene sea cliff is well preserved in the southeastern section of the bay (it is shown by a discontinuous line beside sites 2, 5 and 6) and shades away in the north. Seashell deposits of Ostra beach are represented by a double discontinuous line.

au-dessus du niveau actuel de la mer. Au sud de la paléobaie, une saline est en exploitation.

La paléobaie de Chao (fig. 3) présente de grandes similitudes avec celle de Santa (paléofalaise, plaine côtière coiffée de cordons littoraux). Elle est, toutefois, plus incurvée et moins étendue (environ 8 km du nord au sud). Un champ de dunes traverse le fond de la baie et recouvre une partie du complexe de cordons littoraux. Ces derniers sont moins nombreux et moins développés que ceux de la paléobaie de Santa. De nombreux sites archéologiques sont présents sur la paléofalaise ou, en retrait, sur les flancs des reliefs rocheux (plus d'une quinzaine ont été relevés par Alva, 1986). Les plus impressionnants sont Los Morteros (Cárdenas, 1977-1978, 1979) et Salinas de Chao (Alva, 1978). Ces sites incluent des dépôts de cuisine (mollusques, mammifères marins), des objets lithiques, des restes de constructions et de rares poteries.

NÉOTECTONIQUE ET NIVEAUX MARINS

La subduction de la plaque de Nazca, sous celle de l'Amérique du Sud, fait de la côte ouest du continent une zone tectonique très active (Barazangi et Isacks, 1976). La surrection littorale est mise en évidence par des séries de terrasses marines pléistocènes au nord et au sud du Pérou. Toutefois,

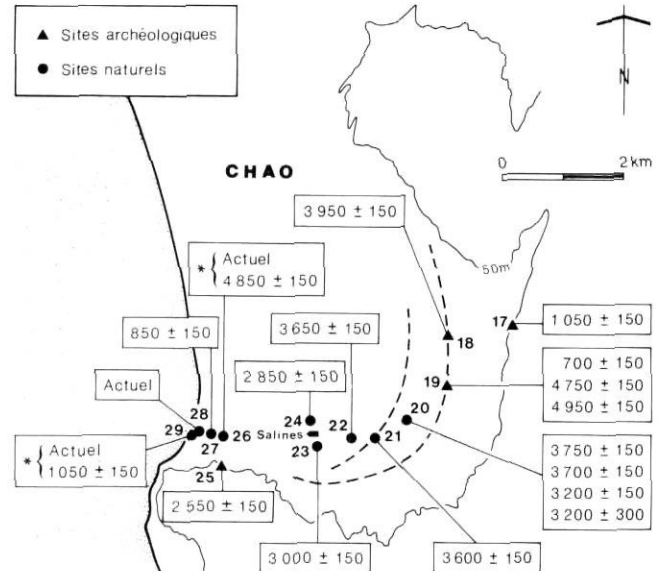


FIGURE 3. Géochronologie de la paléobaie de Chao. Les âges sont exprimés en années conventionnelles (BP). La linéation discontinue, la plus orientale, représente la paléofalaise holocène. La seconde semble correspondre à une paléoplage majeure.

Geochronology of the Chao paleobay. Data are expressed in conventional years (BP). The discontinuous line to the east represents the Holocene sea cliff. The second one seems to correspond to an ancient major beachline.

dans la partie centrale, soit entre les 7° et 14° parallèles sud, on ne relève ni terrasse marine d'âge pléistocène ni preuves géomorphologiques de soulèvement tectonique, durant l'Holocène (Wells, 1988; Ortlieb et Macharé, 1989).

Les paléofalaises de Chao et de Santa, d'abord considérées comme le résultat de mouvements tectoniques (Sandweiss *et al.*, 1983; Alva, 1986), sont aujourd'hui associées au maximum de la transgression marine holocène daté de 6500 ans BP environ (Chauchat, 1987; Wells, 1988, 1990). De façon similaire, les séries de cordons littoraux interprétés par Sandweiss *et al.* (1983) comme le résultat de mouvements tectoniques multiples sont maintenant considérés comme des unités édifiées conséquemment aux pluies torrentielles liées aux événements de type El Niño (Sandweiss, 1986; Wells, 1988, 1990; Ortlieb *et al.*, 1989 a et b).

Sur la base d'une étude détaillée des cordons littoraux de Santa, Wells (1988) a établi une courbe des variations locales du niveau marin relatif. Celui-ci aurait atteint le niveau actuel vers 6000-7000 BP; il se serait abaissé d'environ 1 m, entre 6000 et 3500 BP, puis aurait augmenté durant les derniers millénaires jusqu'au niveau actuel.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Eu égard aux objectifs de notre étude, la campagne d'échantillonnage a consisté à :

(1) effectuer des transects E-O, de la paléofalaise vers la plage actuelle, en échantillonnant systématiquement les assemblages de mollusques présents et en prélevant, dans

la mesure du possible, des spécimens *in situ* (valves accolées ou en position de vie);

(2) prélever la faune de dépôts de cuisine de plusieurs sites archéologiques afin d'obtenir, si possible, des spécimens recouvrant chronologiquement l'ensemble de l'Holocène moyen et supérieur;

(3) échantillonner, sur le littoral actuel, faune et eau, pour fins de calibration et de comparaison des résultats analytiques sur les échantillons fossiles;

(4) sélectionner, sur le terrain, des coquilles de *Trachycardium procerum* montrant des anomalies de croissance susceptibles de refléter des événements de type El Niño.

Le prélèvement des échantillons a été fait en surface (ou à quelques centimètres sous la surface) et jusqu'à une profondeur de 1,6 m (fig. 1 et tabl. I). La composition des assemblages coquilliers échantillonnés (tabl. II) a été déterminée à partir de l'ouvrage de Keen (1971), en collaboration avec Nelly Vargas et Aldo Indacochea de l'université Ricardo Palma (Lima, Pérou).

En laboratoire, les coquilles ont été nettoyées mécaniquement puis immergées dans un bain à ultrasons. Le prétraitement subséquent a varié selon les analyses à effectuer. Pour le ^{14}C , les échantillons ont subi un nettoyage à l'acide chlorhydrique (dissolution d'environ 10 % de la surface de l'échantillon) afin d'éliminer les contaminations éventuelles. Une partie aliquote des échantillons préparés pour l'analyse ^{14}C a été systématiquement prélevée pour l'analyse des teneurs en ^{13}C et en ^{18}O ainsi que pour des contrôles radiocristallographiques destinés à s'assurer de l'intégrité minéralogique des spécimens. Le traitement des échantillons choisis pour l'analyse des isotopes stables inclut l'élimination de la matière organique par immersion dans une solution de peroxyde portée à un pH de 8, avec de l'hydroxyde de sodium. Dans le cas des analyses sériées des coquilles de *Trachycardium procerum* récentes et fossiles, les valves ont été traitées comme ci-dessus, puis abrasées mécaniquement, en surface, sur quelques millimètres d'épaisseur. Le sous-échantillonnage a, par la suite, été réalisé à l'aide d'une fraise (foret à pointe de diamant de 0,7 mm de diamètre) le long d'une section partant de la charnière jusqu'au bord ventral de la coquille (voir Shackleton, 1973; Bailey *et al.*, 1983; Killingley, 1981 et

TABLEAU I

Liste de la faune malacologique récoltée dans les dépôts anciens et récents des paléobaies de Santa et de Chao

	Holocène		Récant		Holocène		Récant
	Chao	Santa			Chao	Santa	
<u>Lamellibranches</u>							
<i>Anomia peruviana</i> d'Orbigny		*		<i>Bursa</i> sp.	*		
<i>Argopecten circularis</i> (Sowerby)	*	*		<i>Calyptrea trochiformis</i> (Born)	*		*
<i>Aulacomya ater</i> (Molina)			*	<i>Cerithidea valida</i> (C.B. Adams)		*	
<i>Chione broggi</i> Pilsbry et Olsson		*		<i>Cerithium stercusmuscarum</i>			
<i>Choromytilus chorus</i> (Molina)	*	*		Valenciennes		*	
<i>Donax obesulus</i> Reeve	*	*		<i>Crepidula dilatata</i> (Lamarck)	*		
<i>Donax peruvianus</i> Deshayes	*		*	<i>Collisella</i> sp.	*		
<i>Dosinia dunkeri</i> (Philippi)		*		<i>Concholepas concholepas</i>			
<i>Dosinia ponderosa</i>	*			(Bruquiere)	*		
<i>Dosinia</i> sp.		*		<i>Fissurella</i> sp.	*	*	*
<i>Ensis macha</i>			*	<i>Fissurella maxima</i> Sowerby	*		
<i>Felaniella sericata</i> (Reeve)		*		<i>Fissurella crassa</i> Lamarck	*		
<i>Mesodesma donacium</i> (Lamarck)	*		*	<i>Nassarius</i> sp.	*		
<i>Mulinia edulis</i> (King)	*	*	*	<i>Nassarius luteostoma</i> (Broderip et			
<i>Ostrea palmula</i> Carpenter		*		Sowerby)		*	
<i>Pecten</i> sp.	*			<i>Oliva peruviana</i> (Lamarck) ?			
<i>Petricola</i> sp.	*			<i>Polinices uber</i>	*		*
<i>Perumytilus purpuratus</i> (Lamarck)	*		*	<i>Prunum curtum</i> Valenciennes	*		
<i>Pholas</i> sp.	*	*		<i>Scurria parasatica</i> ?	*		
<i>Protothaca</i> sp.	*	*		<i>Sinum cymba</i> (Menke)	*		*
<i>Protothaca asperrima</i> (Sowerby)	*			<i>Tegula atra</i> (Lesson)	*		*
<i>Raeta undulata</i>			*	<i>Tegula eurhynchophalus</i> (Jonas)			*
<i>Semimytilus algosus</i> (Gould)	*		*	<i>Thais chocolata</i> (Duclos)	*		*
<i>Tagelus dombeii</i> (Lamarck)	*	*		<i>Thais Stilmanberry</i>	*		
<i>Tagelus peruvianus</i> Pilsbry et Olsson	*	*		<i>Thais</i> sp.	*		
<i>Tagelus</i> sp.		*					
<i>Tellinas</i> sp.		*		<u>Autres</u>			
<i>Trachycardium procerum</i> (Sowerby)	*	*		<i>Balanus</i> sp.	*	*	*
<u>Gastéropodes</u>							
<i>Bulimulus hennahi</i>	*			<i>Chiton</i> sp.	*		
<i>Bulla punctulata</i> A. Adams in Sowerby		*		<i>Chthamalus</i> sp.	*	*	*
				<i>Dodecaseras</i> sp.	*		*
				<i>Tetrapugus niger</i>			*

TABLEAU II

Âges ^{14}C (conventionnels et normalisés) des dépôts de coquilles, de sol et de charbon de bois provenant des paléobaies de Santa et de Chao. Les teneurs en ^{13}C sont exprimées en équivalent calcite ($\sigma = \pm 0,1 \text{ ‰}$)

Site N° terrain	N° labo	Nature nombre	Prof. (dm)	ACT. % C.M.	$\pm \sigma$	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Âge (1)	$\pm \sigma$	Âge (2)	$\pm \sigma$ (2)		
Région de Santa :												
2	CP-2	UQ-1783	m*	3	2-3	45,7	0,8	0,79	6300	150	6700	150
3	CP-3	UQ-1821	m	2	0	61,4	1,3	0,48	3900	150	4350	190
4	CP-5	UQ-1799	m	4	0-1	62,3	1,1	-0,07	3800	150	4200	170
5	CP-67	UQ-1823	m*	15	1,5-3	48,4	0,9	1,09	5850	100	6250	170
6	CP-71	UQ-1836	m	1	2-4	48,6	1,0	1,54	5800	150	6250	180
7	CP-126	UQ-1725	m	20	~1,5	48,6	0,9	1,10	5800	150	6250	170
7	CP-124	UQ-1724	m	20	~5	44,3	0,8	0,87	6550	150	6950	160
7	CP-124	UQ-1858	m	15	<i>idem</i>	48,9	0,9	1,10	5750	150	6200	170
8	CP-134	UQ-1727	m	20	0	57,2	1,1	1,26	4500	150	4950	170
8	CP-138	UQ-1770	m	9	1-2,2	49,6	0,9	1,79	5650	150	6100	170
8	CP-142	UQ-1800	m	7	4,5-5,2	48,3	0,8	1,53	5850	150	6300	150
8	CP-148	UQ-1769	m	6	6,6-7,7	47,7	0,9	1,02	5950	150	6400	170
8	CP-152	UQ-1726	m	6	7,9-8,5	47,6	0,8	1,19	5950	150	6400	150
9	CP-158	UQ-1857	s		1,4-2,4	56,6	2,6	-1,95	4600	400	4950	400
9	CP-154	UQ-1775	m	10	3,4-4	50,1	1,0	2,33	5550	150	6000	180
9	CP-155	UQ-1856	m	20	<i>idem</i>	53,0	1,0	2,50	5100	150	5550	170
9	CP-160	UQ-1778	m	25	~4	49,3	1,0	2,24	5700	150	6150	180
10	CP-104	UQ-1728	m	15	3-7	47,0	0,9	0,75	6050	150	6500	180
11	CP-106	UQ-1825	m	1	0	50,5	1,1	0,94	5500	150	5900	190
12	CP-113	UQ-1741	m	40	0	49,9	0,9	3,20	5600	150	6050	160
16	CP-121	UQ-1723	m	20	0	46,9	0,8	0,39	6100	150	6500	150
Région de Chao :												
17	CP-96	UQ-1797	m*	60	0-0,6	88,0	1,4	1,03	1050	150	1450	140
18	CP-79	UQ-1798	m*	10	0-0,7	61,3	1,0	0,84	3950	150	4350	150
19	CP-18	UQ-1796	m*	50	0	54,2	0,9	0,72	4950	150	5350	150
19	CP-11	UQ-1782	m*	45	0-0,7	55,4	1,1	0,22	4750	150	5150	180
19	CP-12	UQ-1848	c*		<i>idem</i>	55,4	0,8		4750	150		
19	CP-17	UQ-1781	m*	35	0	91,7	1,5	0,79	700	150	1100	140
20	CP-52	UQ-1762	m	125	0	62,7	1,1	1,42	3750	150	4200	150
20	CP-46	UQ-1763	m	100	3-4,5	63,0	1,2	1,29	3700	150	4100	170
20	CP-49	UQ-1806	m	frg	12-13	67,0	1,4	1,27	3200	150	3650	180
20	CP-50	UQ-1861	m	frg	14-16	67,1	2,3	0,98	3200	300	3650	300
21	CP-94	UQ-1758	m	150	0	63,7	1,2	1,54	3600	150	4050	170
22	CP-83	UQ-1759	m	150	0	63,5	1,2	1,29	3650	150	4050	170
23	CP-84	UQ-1760	m	6	0	68,8	1,3	0,96	3000	150	3400	170
24	CP-64	UQ-1761	m	frg	?	70,3	1,3	0,83	2850	150	3250	160
25	CP-27	UQ-1784	m*	20	0-1	72,6	1,3	1,72	2550	150	3000	160
25	CP-28	UQ-1849	c*		<i>idem</i>	67,3	1,0		3200	150		
26	CP-89	UQ-1780	m	7	0	54,8	1,0	0,60	4850	150	5250	160
26	CP-89	UQ-1824	m	20	0	98,6	1,7	0,98	0	150	550	150
27	CP-88	UQ-1779	m	6	0	89,7	1,6	0,56	850	150	1300	160
28	CP-26	UQ-1822	m	200	0	106,7	1,9	0,90	0	150	-100	160
29	CP-6	UQ-1785	m	5	0	87,8	1,9	0,52	1050	150	1450	190
29	CP-6	UQ-1826	m	20	0	109,1	2,5	0,56	0	150	-300	200

(1) Âge ^{14}C conventionnel en années BP; (2) Âge normalisé (à $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ vs PDB);

* échantillon provenant de sites archéologiques;

frg : fragments de coquilles; m : mollusque; s : sol carbonaté; c : charbon de bois;

Le nombre de valves utilisées est une approximation.

1983, pour des études semblables). Entre chaque prélèvement, le foret a été nettoyé à l'acide chlorhydrique.

Les âges ^{14}C ont été obtenus par scintillation liquide selon la technique courante (Noakes *et al.*, 1967). Ils sont exprimés en années conventionnelles BP (Période de Libby : 5568 ans). Dans le texte, les âges sont indiqués sans normalisa

tion isotopique. Pour fin de comparaison, on a jugé utile de faire figurer au tableau II les âges normalisés pour un $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ (Broecker et Olson, 1959, 1961). On notera que les âges normalisés peuvent s'écarter de la chronologie ^{14}C réelle à la suite de l'effet de « réservoir » (âge apparent du bicarbonate océanique). Un facteur de correction de 260 à

400 ans a été proposé par Stuiver *et al.* (1986) et Wells (1988) pour les mollusques de milieux ouverts dans la région. En revanche, certains auteurs (DeVries et Wells, 1990) considèrent que les carbonates de milieux lagunaires pourraient être en équilibre isotopique avec le CO₂ atmosphérique et donc ne pas justifier d'autre correction que la normalisation isotopique.

Les teneurs en isotopes stables du carbone et de l'oxygène ont été déterminées avec des spectromètres de masse de type SIRA-12 et PRISM de VG. Elles sont exprimées en unités δ (Epstein *et al.*, 1951, 1953) par comparaison à l'éta- lon PDB (*Pee Dee Belemnite*) après les corrections usuelles (Craig, 1965). La reproductibilité analytique pour la détermination des teneurs en isotopes lourds est de 0,1 ‰. La réaction est faite par acidification avec de l'acide phosphorique à 100 % à 25,1°C. La plupart des échantillons étant aragonitiques, nous avons jugé utile d'exprimer la composition isotopique des mollusques calcitiques (par ex. *Ostrea palmula*, *Argopecten circularis*) en équivalent aragonitique. Nous avons utilisé les facteurs de correction suivants : $\epsilon^{13}\text{C} = +1,7 \text{ ‰}$ (Rubinson et Clayton, 1969) et $\epsilon^{18}\text{O} = +0,8 \text{ ‰}$ (Tarutani *et al.*, 1969) (tabl. III).

RÉSULTATS ET DISCUSSION

GÉOCHRONOLOGIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

Dans la paléobaie de Santa, les assemblages coquilliers *in situ* ont livré des âges s'échelonnant d'environ 6500 à 4000 BP, période au cours de laquelle semble s'être effectué le remplissage sédimentaire de la paléobaie. L'âge le plus élevé (6550 ± 150 BP) a été obtenu au site 7, dans la partie orientale de la paléobaie (fig. 2). Cet âge constitue une limite chronologique inférieure pour la remontée du niveau marin à une altitude voisine du niveau actuel. L'occupation de la paléobaie, par la mer, vers 6500 BP, est confirmée par les âges ¹⁴C obtenus sur des mollusques de dépôts de cuisine de deux sites archéologiques localisés sur la paléofalaise (5850 ± 100 et 6300 ± 150 BP; sites 5 et 2 respectivement; fig. 2). Ces âges indiquent une exploitation des ressources littorales, dès cette époque. Les âges s'échelonnant de 6100 ± 150 à 5500 ± 150 BP, obtenus aux sites 6, 10, 11, 14, 16, le long de la paléoplage d'Ostra, qui borde la paléofalaise, dans son secteur SE, confirment également cette interprétation. La paléoplage d'Ostra et la paléofalaise semblent ainsi marquer la limite marine de l'Holocène moyen. Vers le nord et l'est, on ne trouve plus que des dépôts alluviaux. Aux sites 7, 8 et 9 (fig. 2), les dépôts sont de type lagunaire (sable fin, limon et argile laminés mêlés de gypse, sous forme de cristaux ou de ciment entre les fossiles). Ils indiquent le comblement rapide du secteur est de la paléobaie. Des âges de 6550 ± 150 et de 5750 ± 150 BP y ont été obtenus sur des *Chione broggi*, à 5 dm de profondeur. À la surface du dépôt, des *Tagelus dombeii* en position de vie ont livré un âge de 4500 ± 150 BP (fig. 2 et tabl. II). Dans ces dépôts, les espèces observées sont représentatives de milieux confinés et dont la température aurait été plus élevée que celle qui est enregistrée aujourd'hui à cette latitude (voir ci-dessous). Par conséquent, la paléobaie de Santa était probablement isolée de la mer par un cordon majeur orienté NO-SE et s'appuyant sur un îlot de

socle (Cerro Mentiroso; fig. 1; voir également Wells, 1988; DeVries et Wells, 1990).

Quelques éléments permettent de fixer une chronologie des cordons littoraux coiffant la séquence sédimentaire de la paléobaie de Santa. Un cordon composite (le plus ancien dans la série définie par Wells, 1988) semble se prolonger sous les dépôts lagunaires des sites 7, 8 et 9 (fig. 2). Il pourrait avoir constitué le noyau de la flèche littorale qui s'étendit, par la suite, vers le nord jusqu'à l'îlot de socle (Cerro Mentiroso; fig. 1) et isola ainsi la paléobaie. Un cordon continu (le second dans la séquence de Wells, 1988) définit la limite occidentale de la paléolagune entre Cerro Mentiroso et Cerro Tres Cerros (fig. 2). Le lamellibranche *Choromytilus chorus* (site 3; fig. 2) y a livré un âge de 3900 ± 150 ans BP. Ce spécimen d'eau froide indique ainsi un faciès ouvert sur le large contrastant avec celui de la paléolagune caractérisé, antérieurement, par la présence d'une faune dite panaméenne (voir ci-dessous). Cette limite chronologique est confirmée par l'âge de 3800 ± 150 BP obtenu sur des *Balanus* sp. prélevés une centaine de mètres à l'ouest du cordon (site 4; fig. 2). Aucun matériel susceptible d'être daté par le ¹⁴C n'a été trouvé dans les cordons plus occidentaux, à l'exception de fragments de bois flotté présents dans les dépressions entre les cordons (certains datent de 1618 AD environ; Wells *et al.*, 1987).

Le comblement de la paléobaie de Chao semble plus tardif. En effet, les assemblages coquilliers *in situ* y ont livré des âges s'échelonnant de 3750 à 2850 BP environ (sites 21 à 24; fig. 3). Au fond de la paléobaie, une linéation parallèle à la paléofalaise, et âgée de 3600 ± 150 BP (site 21; fig. 3), semble correspondre à une paléoplage; de nombreuses *Mulinia edulis* fossiles s'y observent en surface. On relève, dans les séquences étudiées, des indices de remaniements sédimentaires, notamment au site 20 (fig. 3), où des assemblages de *Mulinia edulis* ont livré, en surface, un âge de 3750 ± 150 BP et, entre 1,2 et 1,6 m de profondeur, des âges de 3200 ± 150 et 3200 ± 300 BP. Le remplissage de la paléobaie de Chao paraît s'être effectué, comme dans le cas de la paléobaie de Santa, en arrière d'une flèche qui s'est développée dans le sens sud-nord de la dérive littorale, à partir de Cerro Salinas (fig. 1). Le site 26 (le cordon le plus oriental) pourrait avoir constitué le noyau de cette flèche : un âge de 4850 ± 150 BP y a en effet été obtenu sur un assemblage de *Sinum cymba* (fig. 3). Vers l'ouest, un complexe de cordons littoraux, moins nombreux qu'à Santa, s'est mis en place (fig. 1). Deux d'entre eux ont fait l'objet de datation par le ¹⁴C : des âges de 1050 ± 150 et de 850 ± 150 BP ont ainsi été obtenus sur *Sinum cymba*, respectivement aux sites 27 et 29 (fig. 3). Toutefois, les sommets de ces cordons présentent des indices de remaniement très récent. Des activités ¹⁴C de l'ordre de 93 % à 109 % ont été mesurées sur des coquilles de *Donax peruvianus*, mélangées aux *Sinum cymba*, aux sites 26 et 29 (fig. 3; tabl. I). Ces anomalies chronologiques indiquent une forte activité littorale, probablement à la faveur d'événements El Niño récents. La présence de bois flotté d'origine équatoriale, loin à l'intérieur des terres, le long de la côte centrale péruvienne (Wells *et al.*, 1987), appuie également cette hypothèse. Les mesures ¹⁴C effectuées sur les *Sinum cymba* des sites 26, 27 et 29 livrent donc l'âge

TABLEAU III
Teneurs en ^{13}C et en ^{18}O de l'ensemble des coquilles échantillonnées

Nature de l'échantillon	Site	Numéro terrain	$\delta^{13}\text{C}$ (1)	$\delta^{18}\text{O}$ (1)	$\delta^{13}\text{C}$ (2)	$\delta^{18}\text{O}$ (2)	Âge (3)
Région de Santa :							
<i>Ostrea palmula</i>	8	CP-152	1,19	0,91	2,89	1,71	5950
"	8	CP-148	1,02	0,56	2,72	1,36	5950
"	8	CP-142	1,53	0,54	3,23	1,34	5850
"	7	CP-124	1,97	0,90	3,67	1,70	(5750)
"	9	CP-160	2,29	1,53	3,99	2,33	5700
"	8	CP-138	1,79	0,99	3,49	1,79	5650
"	9	CP-154	2,33	1,56	4,03	2,36	5550
"	9	CP-155	2,50	1,79	4,20	2,59	5100
<i>Chione broggi</i>	7	CP-124	0,87	0,50			6550
"	16	CP-121	0,39	0,79			6100
"	10	CP-104	0,75	0,93			6050
"	5*	CP-67	1,09	0,34			5850 ± 100
"	7	CP-126	1,10	0,96			5800
"	7	CP-124	1,11	0,88			5750
	Parachique	P-278	0,26	0,78			
<i>Trachycardium procerum</i>	16	CP-120	1,15	1,03			(6100)
"	6	CP-71	1,54	0,92			5800
"	7	CP-124	1,34	1,09			(5750)
"	11	CP-106	0,94	0,88			5500
"	Samanco	CP-164	0,88	-0,27			
<i>Tagelus dombeii</i>	7	CP-126	1,65	0,70			(5800)
"	8	CP-134	1,26	1,38			4500
"	San Pedro	P-279	1,39	0,53			
<i>Argopecten circularis</i>	2	CP-2	0,79	1,41	2,49	2,21	6300
"	7	CP-124	1,20	1,10	2,90	1,90	(5750)
"	15	CP-127	0,52	1,28	2,22	2,08	
<i>Cerithium stercusmuscarum</i>	7	CP-124	2,60	1,59			(5750)
"	12	CP-113	3,20	1,57			5600
<i>Balanus sp.</i>	4	CP-5	-0,07	0,17	1,63	0,97	3800
"	15	CP-127	1,03	1,34	2,73	2,14	
<i>Choromytilus chorus</i>	3	CP-3	0,48	0,61			3900

minimal éventuel de la mise en place des cordons. Les assemblages échantillonnés peuvent en effet constituer des mélanges de coquilles fossiles et récentes (l'espèce est abondante sur le rivage actuel de la région de Chao).

La paléobaie de Chao a connu une occupation humaine légèrement plus tardive qu'à Santa; l'âge de 4950 ± 150 BP obtenu au site 19 (fig. 3) semble en marquer la limite chronologique inférieure. Tous les autres sites archéologiques échantillonnés, tant sur la paléofalaise qu'à l'intérieur des terres (sites 17, 18, 19 et 25; fig. 3), ont livré des âges plus récents (tabl. II). Bien qu'aucun dépôt de la paléobaie de Chao ne dépasse 5000 BP, il paraît évident que la transgression marine de l'Holocène moyen s'y produisit au même moment que dans la paléobaie de Santa, c'est-à-dire vers 6500 BP environ (voir plus haut). L'accumulation sédimentaire littorale plus tardive à Chao n'a sûrement pas favorisé la prolifération des ressources malacologiques au cours de l'Holocène moyen dans la paléobaie. La rareté de telles ressources expliquerait le fait que l'occupation humaine s'y serait produite environ 1000 ans plus tard qu'à Santa.

D'un point de vue paléogéographique, le comblement des paléobaies s'est effectué de façon séquentielle, comme le laisse croire la dispersion des âges ^{14}C des dépôts coquilliers (fig. 4). Alimentée par la dérive littorale, une flèche s'est mise en place, à l'extrémité sud de la paléobaie de Santa, isolant partiellement la baie au début de l'Holocène moyen (vers 6500 BP) (fig. 4a). Le prolongement de cette flèche vers le nord a isolé la paléolagune dans laquelle une faune thermophile a pu se développer (fig. 4b). Vers 5000 BP environ, les sédiments transportés par la dérive littorale se sont accumulés, plus au nord, dans le prolongement de Cerro Salinas, pour isoler partiellement la paléobaie de Chao. À Santa, le comblement de la paléolagune s'acheva vers 4500 BP, alors qu'à Chao, la paléobaie cessa d'exister vers 3000 BP (fig. 4c et 4d). Une série de cordons coiffe maintenant les séquences sédimentaires (fig. 4e).

PALÉOÉCOLOGIE

Les assemblages coquilliers récoltés dans les séquences sédimentaires et dépôts de cuisine des régions de Chao et

Nature de l'échantillon	Site	Numéro terrain	$\delta^{13}\text{C}$ (1)	$\delta^{18}\text{O}$ (1)	$\delta^{13}\text{C}$ (2)	$\delta^{18}\text{O}$ (2)	Âge (3)
<u>Région de Chao :</u>							
<i>Mulinia edulis</i>	18	CP-79	0,84	0,74			3950
"	20	CP-52	1,29	2,18			3750
"	20	CP-46	1,33	2,49			3700
"	22	CP-83	1,29	2,35			3650
"	21	CP-94	1,38	1,93			3600
"	20*	CP-50	0,98	2,04			3200 ± / -300
"	20	CP-49	1,27	2,17			3200
"	23	CP-84	1,11	2,00			3000
"	28	CP-26	0,90	1,05			≥ 1950 AD
"	1	CP-77	0,29	1,02			
"	30	CP-8	0,79	1,75			
<i>Donax peruvianus</i>	19	CP-18	0,72	0,46			4950
"	17	CP-96	1,03	0,38			1050
"	29	CP-6	0,56	1,02			> 1950 AD
"	26	CP-89	0,98	0,74			récent
"	1	CP-76	0,22	0,49			
"	30	CP-7	0,74	1,16			
<i>Mesodesma donacium</i>	19	CP-11	0,22	0,35			4750
"	24	CP-64	0,83	1,56			2850
"	25	CP-27	1,72	1,42			2550
"	Samanco	CP-163	0,70	1,16			
<i>Sinum cymba</i>	26	CP-89	0,60	2,01			4850
"	29	CP-6	0,52	2,08			1050
"	27	CP-88	0,56	2,01			850
"	15	CP-127	0,50	1,54			
<i>Tagelus dombeii</i>	19	CP-17	0,79	1,23			700
"	San Pedro	P-279	1,39	0,53			
<i>Choromytilus chorus</i>	19	CP-11	0,04	0,55			(4750)

(1) Composition isotopique mesurée (vs PDB) et exprimée à $\pm 0,1$ ‰.

(2) Composition isotopique normalisée à 100 ‰ aragonite ($\delta^{13}\text{C}$: + 1,7 ‰ et $\delta^{18}\text{O}$: + 0,8 ‰) et exprimée à $\pm 0,1$ ‰ par rapport au PDB.

(3) Âge ^{14}C conventionnel (BP) et exprimé à ± 150 années à l'exception des endroits où apparaît *.

{ } Âge ^{14}C du dépôt considéré comme approximation de l'âge de l'échantillon.

Parachique se situe à 5°45'9"S, 80°52'7"W et San Pedro, à 5°30'50"S, 80°53'47"W.

de Santa (tabl. I) appartiennent à deux faunes distinctes. L'une est caractéristique des eaux froides de la province péruvienne (Dall, 1909); l'autre est une faune plus thermophile qui se développe actuellement quelques centaines de kilomètres plus au nord, dans la province panaméenne ou dans la zone de transition à la hauteur de Paita. Dans la paléobaie de Chao, la faune froide s'observe, seule, dans les dépôts holocènes; *Mulinia edulis*, trouvée en abondance dans les sites naturels, en est l'espèce dominante. S'y ajoutent *Mesodesma donacium* et *Tagelus dombeii* (DeVries, 1986) ainsi que plusieurs gastéropodes dont *Sinum cymba*. Le tableau I dresse une liste des espèces observées. On note, toutefois, que la faune des cordons est beaucoup plus diversifiée que celle de la paléobaie proprement dite. Les mêmes espèces sont également présentes dans les dépôts de cuisine. Dans l'ensemble, la faune de Chao indique un milieu intertidal (ou légèrement sous le niveau des marées) et modérément agité (DeVries, 1986). Au cours de l'Holocène, la région de Chao semble avoir ainsi connu des conditions environnementales similaires à celles de l'Actuel, marquées par la forte influence du courant froid de Humbolt.

Dans la région de Santa, au contraire, des espèces de la faune panaméenne, telles *Ostrea palmula*, *Chione broggi* et *Cerithium stercusmuscarum*, parmi d'autres, sont abondantes dans les dépôts argileux et sableux fins de la zone orientale de la paléobaie. Elles ne sont signalées aujourd'hui que dans des milieux protégés de la zone de transition de Paita ou dans la province panaméenne proprement dite (DeVries, 1986; DeVries et Wells, 1990). Leur présence à Santa, au cours de l'Holocène moyen, indique des conditions thermiques particulières que l'on peut raisonnablement associer au milieu protégé que constituait la paléolagune (voir plus haut). La dissémination des espèces thermophiles jusqu'à Santa pourrait avoir résulté de conditions favorables à un transport des larves de ces organismes hors des limites zoographiques habituelles, probablement à l'occasion de PEN. Dans cette étude, aucun assemblage typique de la province péruvienne n'a été observé au cœur de la paléobaie de Santa, mis à part, dans le cordon littoral principal, des *Choromytilus chorus* présents dès 4000 BP environ. Notons, pour conclure cette section, qu'une étude paléoécologique approfondie a été conduite, simultanément à la nôtre, par

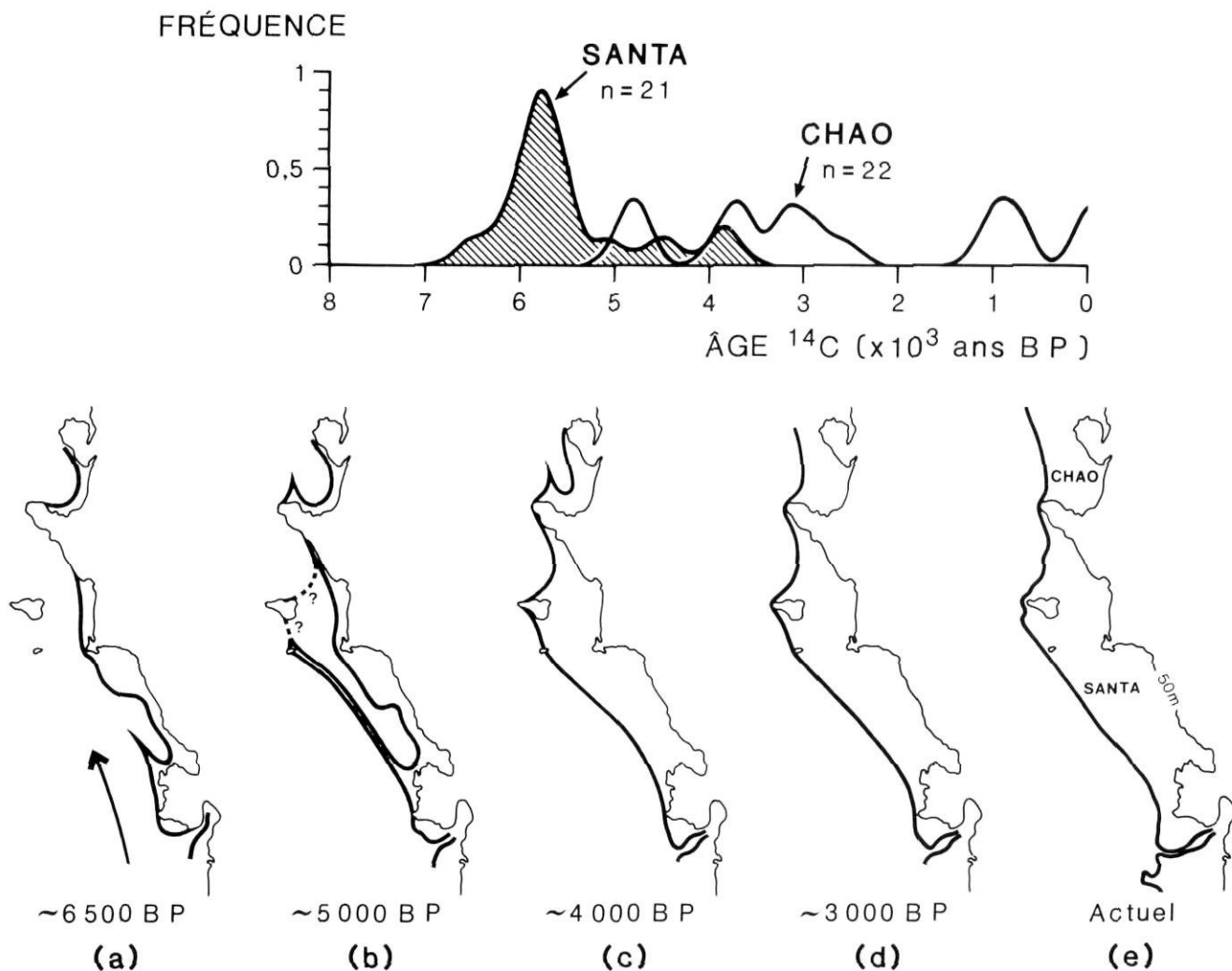


FIGURE 4. Histogramme de fréquence des âges ^{14}C obtenus dans les paléobaies de Santa et de Chao (figure du haut). Reconstitution schématique de l'évolution littorale depuis l'Holocène moyen (figure du bas). Les sédiments de la rivière Santa, transportés par la dérive littorale, ont comblé en premier lieu la paléobaie de Santa. La progradation littorale s'est ensuite effectuée à Chao lorsque la ligne côtière, dans la paléobaie de Santa, a permis le transport des sédiments plus au nord.

DeVries et Wells, et publiée en 1990. Nous n'avons donc pas jugé utile de développer davantage cet aspect dans le présent article.

ÉCOLOGIE ISOTOPIQUE

La faune récente a été échantillonnée soit sur les plages actuelles (spécimens vivants ou non), soit dans les cordons littoraux les plus récents (assemblages dont l'activité ^{14}C était supérieure à 98 %). Dans l'ensemble, les teneurs en ^{18}O sont relativement étalées (fig. 5) et indiquent des conditions de température et de salinité variables, c'est-à-dire des milieux de vie plus ou moins ouverts sur le large. On note cependant un mode assez net vers $+1,00\text{‰}$ (unités δ par comparaison au PDB) dans les coquilles aragonitiques (soit environ $+0,2\text{‰}$ en équivalent calcite). L'analyse isotopique de l'eau de mer (sites 1, 15 et 30) a livré des teneurs en ^{18}O , par comparaison au SMOW, de l'ordre de $+0,1$ (dans une baie) à

$+0,6\text{‰}$ (milieux ouverts sur le large). En recourant à l'équation d'Epstein *et al.* (1953), on peut calculer une température de précipitation de l'aragonite de l'ordre de $16,0$ à $18,2^\circ\text{C}$, proche des moyennes thermiques observées à Chimbote (données IMARPE, 1988). On en conclut que le mode de $+1,00\text{‰}$ (aragonite) correspond à des conditions hydrographiques « normales », c'est-à-dire, aux masses d'eaux littorales froides du courant de Humbolt. L'étalement des teneurs en ^{18}O , vers des valeurs plus basses (fig. 5), pourrait répondre à des conditions « anormales » plus chaudes, éventuellement à des événements El Niño. Cette interprétation semble confirmée par les analyses sérieuses réalisées sur des valves de *Trachycardium procerum*, de la région de Samanco, prises comme spécimens représentatifs de tels événements (voir plus loin).

Les teneurs en ^{13}C de la faune récente sont assez basses, dans l'ensemble, à une exception près (*Tagelus dombeii*); elles présentent une allure bimodale (modes à $+0,25$ et à

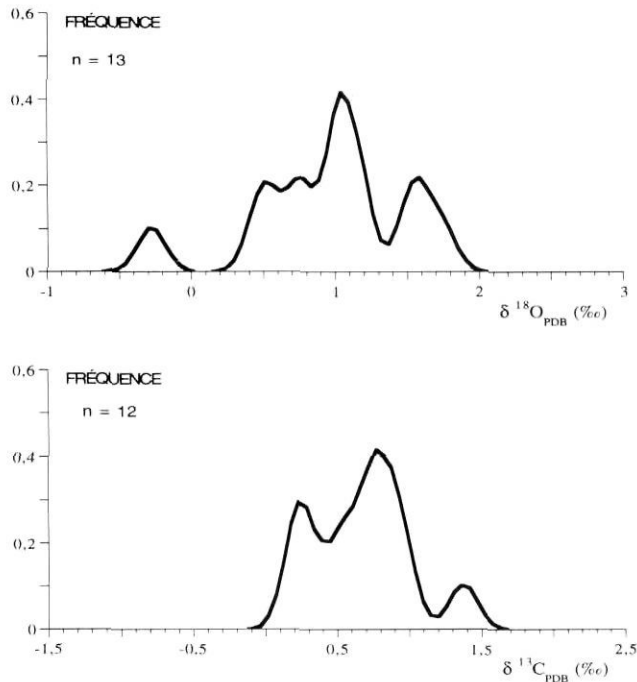


FIGURE 5. Histogrammes de fréquence de la composition isotopique (^{13}C et ^{18}O) des coquilles actuelles récoltées dans la région à l'étude. On note, dans les teneurs en ^{13}C , un tracé bimodal à $+0,25$ et à $+0,80$ ‰ vs PDB et, dans les teneurs en ^{18}O , un mode principal à $+1,00$ ‰ vs PDB.

Frequency histogram of ^{13}C and ^{18}O contents in modern shells from the studied area. There is a bimodal trend in the ^{13}C distribution ($+0,25$ and at $+0,80$ ‰ vs PDB) and a major mode in ^{18}O values at about $+1,00$ ‰ vs PDB.

$+0,80$ ‰/PDB; fig. 5). Ces teneurs en ^{13}C , inférieures à celles que justifierait l'équilibre avec le CO_2 atmosphérique (Bottinga, 1968), sont liées aux conditions de vie endobenthiques qui caractérisent la plupart des mollusques analysés. Ces conditions sont celles d'un milieu où le carbone inorganique total dissous (CITD) est appauvri en ^{13}C , dans les premiers décimètres du sédiment, par les apports de CO_2 produit par l'oxydation et la diagenèse de la matière organique (Hillaire-Marcel, 1986).

Les teneurs en ^{18}O relevées, dans les assemblages fossiles des faciès de remplissage des deux paléobaies, sont, dans l'ensemble, plus élevées sinon proches de celles de la faune actuelle (fig. 6 et 7). À Santa, la composition isotopique de l'oxygène des *Chione broggi* et des *Tagelus dombeii*, âgés de 5800 BP environ, est comparable à celle des spécimens récents récoltés, plus au nord (tabl. III), dans la région de Païta (fig. 1), là où une faune plus thermophile s'y observe. En outre, vers 4500 BP, on relève, dans les *Tagelus dombeii* du faciès de comblement de la paléobaie, une teneur en ^{18}O plus élevée (d'environ $0,85$ ‰). Cette composition isotopique indique la précipitation de l'aragonite dans une eau ayant subi un enrichissement en ^{18}O , probablement à la suite d'une forte évaporation. Cette interprétation est confirmée par l'augmentation des teneurs en ^{18}O , de $1,71$ à $2,59$ ‰, observée dans les assemblages à *Ostrea palmula*, entre 6000 et

5000 BP environ, qui rend également compte de l'enrichissement en isotopes lourds de l'eau de la paléolagune.

Dans la paléobaie de Chao (fig. 7; tabl. III), les teneurs en ^{18}O de la faune (essentiellement *Mulinia edulis* et *Mesodesma donacium*) croissent également en réponse à la fermeture relative de la paléobaie entre 4750 et 4000 BP environ. On note, de plus, que les *Sinum cymba*, caractérisant les faciès ouverts sur le large des cordons littoraux, ont livré des teneurs en ^{18}O quasi identiques d'un site à l'autre (tabl. III) et similaires à celle de l'échantillon actuel analysé. En dépit des possibilités de mélange de faunes dans les cordons (voir plus haut), ceci laisse croire que les conditions de salinité et de température à l'Holocène moyen des masses d'eaux littorales extérieures aux paléobaies proprement dites ne différaient pas des conditions actuelles.

En ce qui a trait à la composition isotopique du carbone des faunes fossiles, on relève, dans les deux régions, des teneurs en ^{13}C relativement basses, toujours liées au milieu de vie endobenthique de la plupart des espèces récoltées, à l'exception, dans la baie de Santa, d'*Ostrea palmula* (fig. 7). La composition isotopique de cette huître ($\delta^{13}\text{C}$ moyen en équivalent calcite de $1,83$ ‰), proche des conditions d'équilibre avec le CO_2 atmosphérique, rend compte de son mode de vie épibenthique.

L'EMPREINTE ISOTOPIQUE DU PHÉNOMÈNE EL NIÑO

Les analyses sériées réalisées sur deux valves récentes de *Trachycardium procerum* présentant une anomalie de croissance, liée selon toutes probabilités au phénomène El Niño de 1982-1983, ont livré des profils ^{13}C et ^{18}O comparables (fig. 8). L'anomalie de croissance, visible par un changement dans l'angle de croissance de la coquille, en surface, est marquée par une forte baisse des teneurs en ^{18}O (de l'ordre de $-1,7$ ‰). On peut admettre que, dans les milieux littoraux « ouverts » sur le large, la composition isotopique de l'eau reste stable, au cours de tels épisodes. En effet, les sites échantillonnés sont éloignés des influences fluviales directes. La baisse des teneurs en ^{18}O observée rendrait alors compte de l'augmentation des températures des masses d'eaux littorales à la suite du phénomène El Niño. L'appauvrissement en ^{18}O , enregistré dans les coquilles de *Trachycardium procerum*, représenterait alors une augmentation de température de l'ordre de 8°C , dans le domaine thermique considéré, d'après l'équation des paléotempératures d'Epstein *et al.* (1953). Un tel écart est de l'ordre de grandeur de ceux observés à Chimbote lors d'événements El Niño majeurs.

La signature isotopique du phénomène El Niño n'apparaît, toutefois, pas clairement dans les teneurs en ^{13}C des coquilles (fig. 8), quoique celles-ci paraissent augmenter au tout début de l'anomalie de croissance (c'est-à-dire lors du réchauffement des masses d'eaux littorales). La composition isotopique du carbone des coquilles répond à deux variables : la température de précipitation et la composition isotopique du CITD de l'eau. Celle-ci est susceptible de présenter de fortes instabilités, dans les milieux littoraux, essentiellement en réponse aux variations de flux du CO_2 issu de l'oxydation de la matière organique (voir Hillaire-Marcel, 1986).

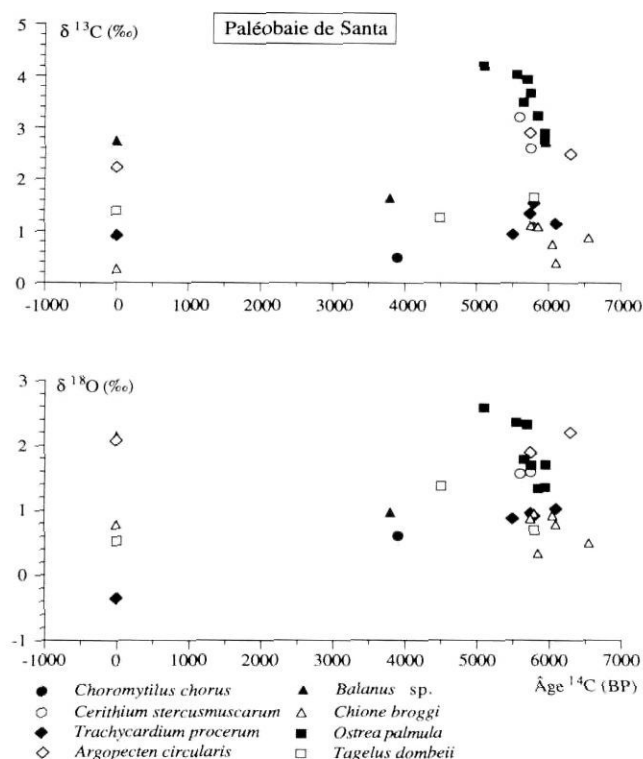


FIGURE 6. Diagramme comparé de la composition isotopique du carbone (^{13}C) et de l'oxygène (^{18}O) des coquilles actuelles et fossiles de la paléobaie de Santa en fonction de l'âge des dépôts. Notons que la composition isotopique de *Balanus* sp., *Argopecten circularis* et *Ostrea palmula* est exprimée en équivalent aragonite (+1,70‰ en ^{13}C et +0,80‰ en ^{18}O). La provenance de chaque spécimen est identifiée au tableau III.

Diagram of the isotopic composition of carbon (^{13}C) and oxygen (^{18}O) of modern and fossil shells from Santa paleobay vs the age of the deposits. *Balanus* sp., *Argopecten circularis* and *Ostrea palmula* are expressed in equivalent-aragonite (+1,70‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and +0,80‰ for $\delta^{18}\text{O}$). The collecting sites for the samples are listed in Table III.

On peut toutefois accéder aux variations de teneur en ^{13}C du carbone inorganique de l'eau, en combinant les équations de thermodépendance des équilibres régissant les teneurs en ^{18}O et en ^{13}C des carbonates. En effet, la même température régit les deux équations. Les variations de température de précipitation peuvent être déduites des gradients de teneurs en ^{18}O observés. On admettra que la composition isotopique des coquilles, hors d'événements El Niño, rend compte d'une précipitation dans les conditions thermiques normales moyennes observées le long du littoral (19,2°C à Chimbote : moyenne calculée entre 1956 et 1988, à partir des données IMARPE, 1988, en soustrayant les années touchées par des événements El Niño identifiés par Quinn *et al.*, 1987). Ainsi, l'échantillon CP-164.1 (fig. 8), prélevé en milieu marin ouvert, présente-t-il, dans des conditions hydrographiques normales (soit $T = 19,2^\circ\text{C}$), une teneur en ^{18}O moyenne de $-0,70 \pm 0,25$ ‰ (tabl. IV). En introduisant ces valeurs dans l'équation d'Epstein *et al.* (1953), où :

$$(1) \quad T (^{\circ}\text{C}) = 16,5 - 4,3\Delta + 0,14\Delta^2 \text{ avec } \Delta \sim (\delta\text{CaCO}_3/\text{PDB} - \delta\text{H}_2\text{O}/\text{SMOW}),$$

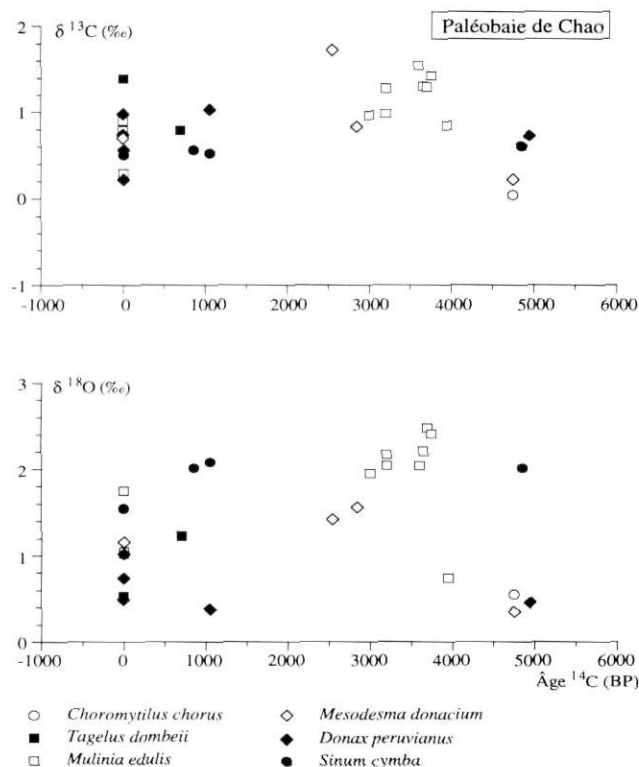


FIGURE 7. Diagramme comparé de la composition isotopique du carbone (^{13}C) et de l'oxygène (^{18}O) des coquilles actuelles et fossiles de la paléobaie de Chao en fonction de l'âge des dépôts. La provenance de chaque spécimen est identifiée au tableau III.

Diagram of the isotopic composition of carbon (^{13}C) and oxygen (^{18}O) of modern and fossil shells from Chao paleobay vs the age of deposits. The collecting sites are listed in Table III.

on peut calculer une composition isotopique moyenne, par rapport au SMOW, de $-0,09 \pm 0,25$ ‰, pour l'eau de mer prévalant à la précipitation du carbonate de cette coquille (soit, en pratique, le SMOW lui-même). Dans ce calcul, nous avons négligé le fait que la coquille analysée était constituée d'aragonite. L'équation (1) est en principe valide pour l'équilibre isotopique calcite- H_2O . Toutefois, elle a été établie à partir de données expérimentales dans lesquelles entraient certains mollusques aragonitiques, tel *Strombus*. Par suite, on admettra que, dans le domaine thermique considéré, elle s'applique en première approximation aux équilibres aragonite- H_2O . Comme, dans les calculs qui suivront, les gradients seront plus importants que les valeurs absolues, cette approximation devrait être satisfaisante.

Sur ces bases, on peut transcrire les profils $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ observés dans les coquilles en termes de températures (avec $\Delta^{18}\text{O}/\Delta T \sim -0,24$ ‰/°C). Ces températures sont ensuite introduites dans l'équation de Romanek *et al.* (1992) (2), pour reconstituer les variations de teneur en ^{13}C du CITD, assimilé, ici, à la forme CO_2 gaz (« CO_2 -équilibrant ») :

$$(2) \quad \delta^{13}\text{C} \text{ aragonite} - \delta^{13}\text{CO}_2 \text{ équilibrant} = 13,88 (\pm 0,16) - 0,13 (\pm 0,01) T (^{\circ}\text{C}).$$

On notera que les données expérimentales de Romanek *et al.* (1992) semblent indiquer un fractionnement $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

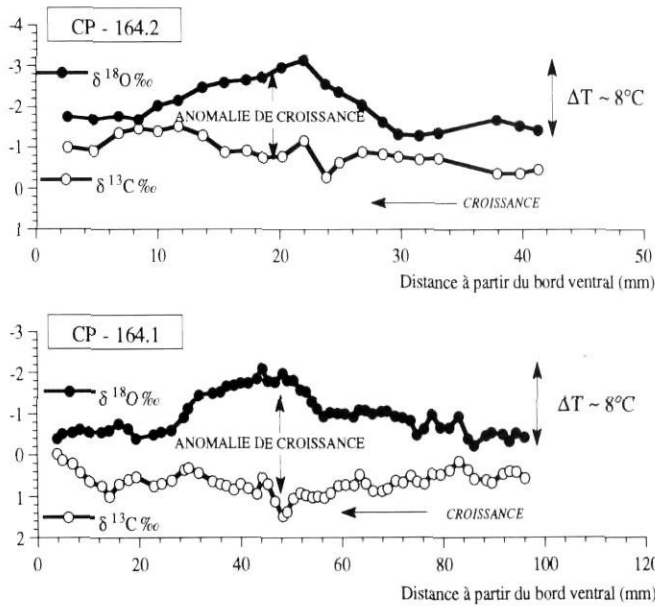


FIGURE 8. Tracés isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) obtenus par analyse série de deux valves récentes de *Trachycardium procerum* récoltées dans la baie de Samanco. Seule la portion de part et d'autre de l'anomalie de croissance attribuée à un événement de type El Niño a été échantillonnée sur la valve CP-164.2. Notons que les dimensions des valves sont différentes et que, par conséquent, leur taux de croissance l'est aussi.

*Isotopic trends ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in two recent valves of *Trachycardium procerum* collected in Samanco and showing growth ring disturbances attributed to an El Niño event. Only the area corresponding to the growth anomaly was sampled in CP-164.2. Note that the size of both specimens is different and that their growth rates also differ.*

entre le CO_2 et l'aragonite variant de façon linéaire entre 10 et 40°C (soit : $\Delta^{13}\text{C}/\Delta\text{T} \sim \text{constant} \sim -0,13 \text{‰}/^\circ\text{C}$). Quoi qu'il en soit, les teneurs en ^{13}C du CO_2 -équilibrant ainsi calculées, pour l'échantillon considéré ici, ont été reportées sur la figure 9, en fonction de la température de croissance livrée par les teneurs en ^{18}O . On note une relation linéaire entre la température et la composition isotopique du carbone inorganique de l'eau. Cette droite définit deux pôles : l'un, appauvri en ^{13}C , marque les conditions hydrographiques normales ($\text{T} < 20^\circ\text{C}$), le second, enrichi en ^{13}C , correspond au réchauffement de l'eau lors d'événements El Niño ($\text{T} \sim 25^\circ\text{C}$). Ce dernier pôle s'approche des conditions d'équilibre avec le CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}\text{C}/\text{PDB} \sim -7,5 \text{‰}$). Le pôle appauvri en ^{13}C marque des flux importants de CO_2 issu de l'oxydation ou de la dégradation diagenétique précoce de la matière organique. Il semble répondre à la forte productivité primaire qui caractérise le littoral péruvien, dans les conditions hydrographiques normales. Ces conditions correspondent en effet à une remontée importante d'eaux profondes froides riches en éléments nutritifs. En première approximation, on pourra considérer que ce CO_2 biogénique devrait présenter une composition isotopique proche de celle des algues photosynthétiques marines ($\delta^{13}\text{C} \sim -22 \text{‰}$), plus probablement de celle du zooplancton ($\delta^{13}\text{C} \sim -20 \text{‰}$; voir Lucotte *et al.*, 1991). La droite définie par les teneurs en ^{13}C du CO_2 équilibrant (fig. 9) peut donc correspondre à une droite de mélange entre un

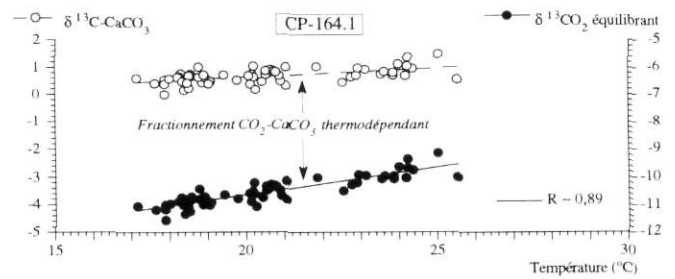


FIGURE 9. Relation de thermodépendance entre les teneurs en ^{13}C de la coquille et le CO_2 équilibrant pour un spécimen récent (CP-164.1; voir le texte).

Relationship between the equilibrating CO_2 and temperature in a modern specimen (CP-164.1; see text).

TABLEAU IV

Compositions isotopiques moyennes ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) calculées en périodes hors El Niño. CP-164.1 et CP-164.2 sont des spécimens récents alors que les autres datent de l'Holocène.

Échantillons	$\delta^{13}\text{C}$ moyen (‰)/PDB	$\delta^{18}\text{O}$ moyen (‰)/PDB
Récents :		
CP-164.1	+ 0,59 ± 0,23	- 0,69 ± 0,25
CP-164.2	- 0,80 ± 0,38	- 1,54 ± 0,18
Fossiles :		
CP-71	+ 1,30 ± 0,25	+ 0,15 ± 0,20
CP-106.1	+ 1,44 ± 0,36	+ 0,00 ± 0,40
CP-106.2	+ 0,70 ± 0,40	+ 0,40 ± 0,40
CP-120	+ 0,60 ± 0,20	+ 0,13 ± 0,30

pôle 100 % biogénique ($\delta^{13}\text{C} \sim -20 \text{‰}$) et un pôle inorganique ($\delta^{13}\text{CO}_2$ atmosphérique $\sim -7,5 \text{‰}$). Si tel est le cas, on peut calculer, pour le spécimen 164.1 de la figure 9, un apport de l'ordre de 30 % de CO_2 biogénique lors des épisodes de forte productivité primaire ($\text{T} \sim 18^\circ\text{C}$) et, comparativement, un apport réduit à 17 %, lors d'événements El Niño ($\text{T} \sim 25^\circ\text{C}$). Ainsi, pourra-t-on considérer que, dans les conditions littorales de milieu marin ouvert sur le large, les teneurs en ^{13}C des coquilles de mollusques du nord-ouest péruvien répondent, lorsque la température de précipitation a été prise en compte, aux flux de carbone organique vers les sédiments, donc, indirectement, à la productivité primaire.

LE PHÉNOMÈNE EL NIÑO À L'Holocène MOYEN

Dans l'ensemble, l'aragonite des mollusques fossiles est restée intacte, comme l'indiquent les résultats des analyses radiocristallographiques. Toutefois, dans quelques parties aliquotes des échantillonnages sériés destinés aux mesures de teneurs en ^{13}C et en ^{18}O , on a relevé des traces de calcite atteignant exceptionnellement 10 %. Nous n'avons pas jugé utile de normaliser les compositions isotopiques pour prendre en compte ces traces de calcite. Les corrections apportées auraient été inférieures à 0,2 ‰ ($\delta^{13}\text{C}$) et à 0,1 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$).

Sur les bases interprétatives qui précèdent, on a cherché à identifier des PEN, dans des coquilles de *Trachycardium procerum*, d'âge holocène moyen, présentant des anomalies de croissance, susceptibles, d'après Rollins *et al.* (1987), de refléter de tels événements.

Les tracés isotopiques obtenus de quatre valves fossiles (datées entre 6100 et 5500 BP environ; fig. 10) ne sont pas exactement comparables à ceux des spécimens modernes. Les fossiles ont, en effet, été récoltés dans la paléobaie de Santa (fig. 2), où des changements de la composition isotopique de l'eau semblent avoir été enregistrés à la suite de l'instauration d'un milieu partiellement confiné. Dans les coquilles fossiles, les tracés indiquent une diminution des teneurs en ^{18}O , bien que, seule celle des échantillons CP-106.1 et CP-106.2 (fig. 10) présente une amplitude comparable à celle observée dans les coquilles récentes. En admettant les mêmes bases de calcul que précédemment, ces deux spécimens (CP-106.1 et CP-106.2) indiqueraient

une augmentation éventuelle de température de l'ordre de 8 et 7°C, respectivement, au cours de leur phase de croissance anormale. Comparativement, les fossiles plus anciens (CP-120 et CP-71) auraient enregistré des écarts thermiques de l'ordre de 3,5 et 5°C, respectivement.

Les profils des teneurs en ^{13}C des spécimens fossiles répondent également aux anomalies de croissance (fig. 11). Sur les bases de calcul précédentes, on note, ici encore, que seuls les spécimens CP-106.1 et 106.2 présentent une signature isotopique proche de celle relevée dans les coquilles modernes : les apports relatifs de CO_2 biogénique auraient diminué respectivement de ~ 40 à ~ 28 % (CP-106.1) et de ~ 60 à ~ 45 % (CP-106.2).

Il est donc probable que des changements thermiques d'amplitude et d'effets comparables à ceux d'événements El Niño modernes se sont produits dès 5500 BP environ (âge de CP-106), dans cette région.

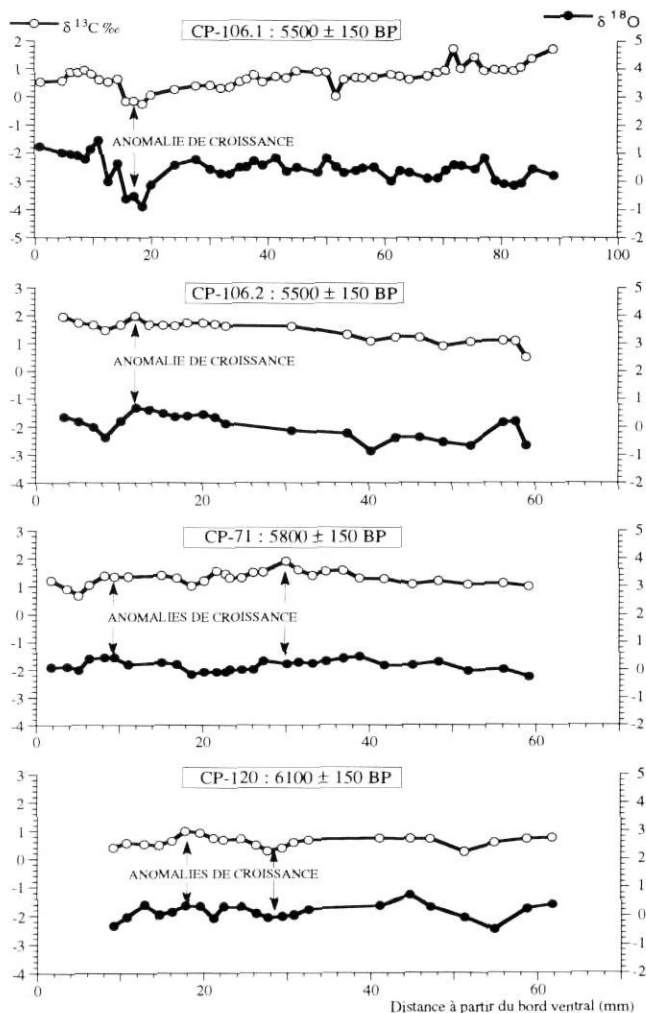


FIGURE 10. Tracés isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) obtenus par analyse sériée de valves fossiles de *Trachycardium procerum* des sites 6, 11 et 16.

Isotopic trends ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) shown by seriated measurements on fossil valves of *Trachycardium procerum* from sites 6, 11 and 16.

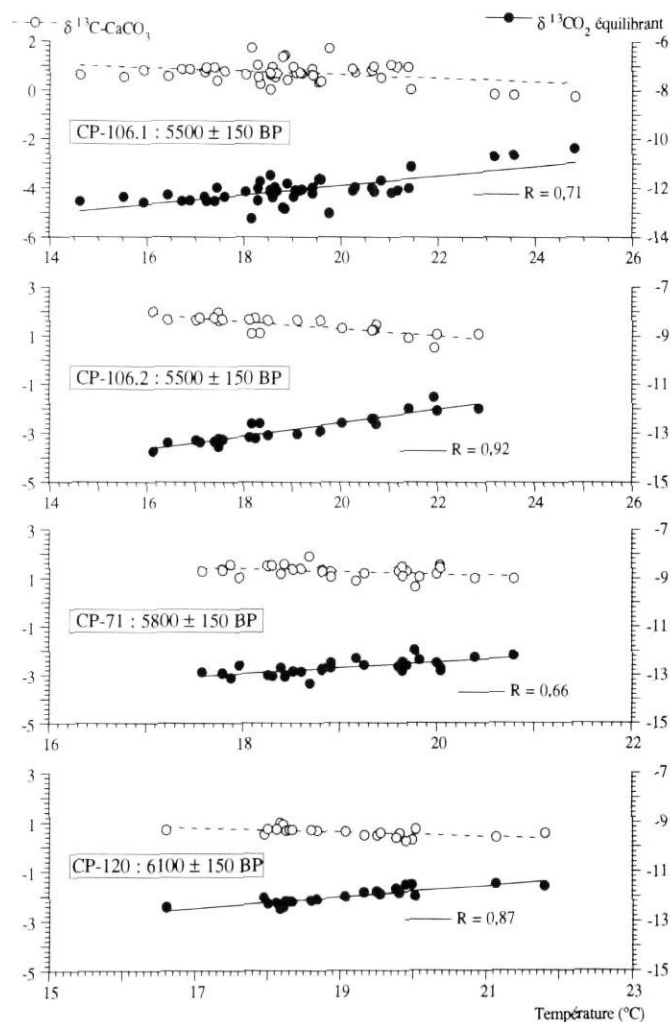


FIGURE 11. Relation de thermodépendance entre les teneurs en ^{13}C de la coquille et le CO_2 équilibrant pour les spécimens d'âge holocène moyen de *Trachycardium procerum*.

Relationship between the equilibrating CO_2 and temperature in middle Holocene samples of *Trachycardium procerum*.

CONCLUSION

La paléogéographie de la région de Santa était partiellement connue à partir des publications de Sandweiss *et al.* (1983, 1986), de Rollins *et al.* (1986, 1987), de Wells (1988) et plus récemment à partir de l'article de DeVries et Wells (1990). La présente étude des faunes holocènes du littoral nord péruvien complète ces travaux antérieurs, notamment en apportant des données nouvelles sur la baie de Chao, dont l'histoire holocène était jusque-là peu connue. Dans l'ensemble de la région Santa-Chao, un schéma paléogéographique simple se dégage des données sédimentologiques et géochronologiques. Dès le début de la période du haut niveau marin de l'Holocène moyen, vers 6500 BP, les sédiments issus de la rivière Santa et transportés par la dérive littorale, du sud vers le nord, se sont accumulés dans la paléobaie de Santa. Cette dernière paraît avoir été rapidement comblée (avant 4000 BP environ). Vers 5000 ans BP, la progradation littorale s'est propagée, plus au nord, dans la région de Chao. Dans les deux cas, le comblement des paléobaies s'est effectué derrière une flèche littorale qui a isolé partiellement les paléobaies. La paléobaie de Santa paraît avoir été moins ouverte sur le large que celle de Chao, comme semble l'indiquer la présence d'une faune «panaméenne chaude» et les teneurs en ^{18}O des mollusques représentatifs.

Au-delà des informations tirées de la paléoécologie classique, cette étude a permis surtout d'identifier, sur des valves récentes de *Trachycardium procerum*, un signal isotopique caractéristique d'événements de type El Niño. L'analyse sérieuse de valves de lamellibranches fossiles laisse croire à l'existence de tels événements au cours de l'Holocène moyen. Un échantillonnage plus complet des faunes fossiles du littoral péruvien, complété d'analyses isotopiques, pourrait ainsi permettre de déterminer la récurrence, au cours de l'Holocène, de ces perturbations océanographiques. Compte tenu de la difficulté d'établir des séries géochronologiques continues à partir de dépôts littoraux, il est toutefois peu probable qu'une telle étude permette d'en déterminer la fréquence. Notons qu'il est primordial d'effectuer une reconstitution paléogéographique systématique avant tout essai de reconstitution d'événements paléo-El Niño.

Des analyses sclérochronologiques auraient été souhaitables, ne serait-ce qu'aux fins de détermination de la durée des perturbations enregistrées par les coquilles. Toutefois, le long du littoral péruvien, les variations saisonnières de température ou de salinité sont faibles; en conséquence, les anneaux de croissance des valves sont peu marqués.

Pour conclure, même si les approches isotopiques exigent beaucoup de temps, elles ont le mérite de transcrire clairement la contrainte écologique provoquée par les événements El Niño de forte et très forte amplitude, dans le présent comme dans le passé.

REMERCIEMENTS

Cette étude a bénéficié du soutien matériel et financier de l'ORSTOM du Pérou ainsi que de celui du Fonds FCAR du Québec et du CRSNG-Canada (subventions d'équipes C.

Hillaire-Marcel *et al.*), pour les travaux analytiques. C. Perrier a bénéficié d'une bourse d'excellence du CRSNG-Canada. Les auteurs remercient J.-C. Fontes, de l'Université d'Orsay, pour les remarques constructives apportées au manuscrit ainsi que Monique Labelle, Caroline Guilmette et Michel Preda, de l'Université du Québec à Montréal, pour leur soutien en laboratoire, et Michelle Laithier, pour sa contribution aux illustrations.

RÉFÉRENCES

- Alva, W., 1978. Las Salinas de Chao : un complejo precerámico, p. 274-276. In R. Matos M., éd., Actas y Trabajos des III Congreso Peruano del Hombre y la Cultura Andina, Lima, 1 : 289.
- 1986. Las Salinas de Chao : Asentamiento temprano en el Norte del Perú, Materialien zur Allgemeinen und Vergleichenden Archäologie, Vellag C. H. Beck, Munich, band 34, 164 p.
- Bailey, G. N., Deith, M. R. et Shackleton, N. J., 1983. Oxygen isotope analysis and seasonality determination : Limits and potentials of a new technique. *American Antiquity*, 48 : 390-398.
- Barazangi, M. et Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4 : 686-692.
- Barber, R. T. et Chavez, F. P., 1983. Biological consequences of El Niño. *Science*, 222 : 1203-1210.
- Bottinga, I., 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen exchange in the system calcite-CO₂-water. *Journal of Chemical Physics*, 72 : 800-808.
- Broecker, W. S. et Olson, E. A., 1959. Lamont Radiocarbon Measurements VII. *American Journal of Science, Radiocarbon supplement*, 1 : 111-132.
- 1961. Lamont Radiocarbon Measurements VIII. *Radiocarbon*, 3 : 176-204.
- Cane, M. A., 1983. Oceanographic events during El Niño. *Science*, 222 : 1189-1195.
- Cárdenas, M., 1977-1978. Obtención de una cronología del uso de los recursos marinos en el antiguo Perú. *Boletín del Seminario de Arqueología*, 19-20. *Arqueología PUC*, 3-26.
- 1979. A chronology of the use of marine resources in ancient Peru, Pontificia Universidad Católica del Perú, Instituto Riva-Aguero, 104 : 1-30.
- Chauchat, C., 1987. Niveau marin, écologie et climat sur la côte nord du Pérou à la transition Pléistocène-Holocène. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 16 (1-2) : 21-27.
- Cossío, A. et Jaén, H., 1967. Geología de los cuadrángulos de Puémapa, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa. *Servicio de Geología y Minería Perú*, éd., *Boletín* 17, 141 p.
- Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 5 : 837-858.
- Dall, W. H., 1909. Report on a Collection of Shell from Peru, with a Summary of the Littoral Marine Mollusca of the Peruvian Zoological Province. *Proceedings of the United States National Museum*, 37 (1704) : 147-294.
- DeVries, T. J., 1986. The geology and paleontology of tablazos in northwest Peru. Thèse de Ph. D., Ohio State University, 964 p.
- 1987. A review of geological evidence for ancient El Niño activity in Peru. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C13) : 14 471-14 479.
- DeVries, T. J. et Wells, L. E., 1990. Thermally-anomalous Holocene molluscan assemblages from coastal Peru : Evidence for paleogeographic, not climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81 : 11-32.
- Díaz, A. et Ortlieb, L., 1991. La malacofauna de secuencias de cordones litóralos holocenos del Perú. VII Congreso Peruano de Geología, Lima, 1991, Résumés : 407-411.

- Enfield, D. B., 1987. Progress in understanding El Niño. *Endeavour*, New Series, 11 (4) : 197-204.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. et Urey, H. C., 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America*, 62 : 417-426.
- 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64 : 1315-1326.
- Hillaire-Marcel, C., 1986. Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain Sea sediments. In N. R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35 : 177-194.
- IMARPE, 1988. Instituto del Mar del Perú, Investigaciones Oceanográficas, Estación de Chimbote, données actualisées de 1956 à 1988.
- Keen, A. M., 1971. *Sea shells of tropical West America*. Stanford University Press, Stanford, Californie, 1064 p.
- Killingley, J. S., 1981. Seasonality of mollusk collecting determined from O-18 profiles of midden shells. *American Antiquity*, 46 (1) : 152-158.
- 1983. Seasonality determination by oxygen isotopic profile : A reply to Bailey *et al.* *American Antiquity*, 48 (2) : 399-403.
- Lucotte, M., Hillaire-Marcel, C. et Louchouart, P., 1991. First order carbon budget in the St. Lawrence lower estuary from ^{13}C data, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 32 : 297-312.
- Machare, J. et Ortlieb, L., 1994. Global change studies in northwestern Peru : a high potential for records of former El Niño events. *Revista de Geofísica, sous-presses*.
- Meigs, P., 1966. *Geography of coastal deserts*. UNESCO, Paris. *Arid Zone Research*, 28, 140 p.
- Noakes, J. E., Kein, S. M. et Akers, L. K., 1967. Recent advances in benzene liquid scintillation radiocarbon dating. *Rapport inédit*, 20 p.
- Olsson, A. A., 1961. Mollusks of the tropical eastern Pacific, particularly from the southern half of the Panamic-Pacific faunal Province (Panama to Peru), Panamic-Pacific Pelecypoda. *Paleontological Research Institute*, Ithaca, 574 p.
- Ortlieb, L. et Machare, J., 1989. Evolución climática al final del Cuaternario en las regiones costeras del Norte peruano : breve reseña. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 18 (2) : 143-160.
- Ortlieb, L., Machare, J., Fournier, M. et Woodman, R., 1989a. Late Holocene beach ridge sequences in northern Peru : Did they register the strongest paleo-El Niño ? *International Symposium Global Change in South America during the Quaternary*, Sao Paulo, Résumés, 206-209.
- 1989b. La secuencia de cordones litorales de Colán (Piura) : un registro del fenómeno "El Niño" en el Holoceno Superior. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 80 : 107-121.
- Philander, S. G., 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, New York, *International Geophysics Series*, 46, 293 p.
- Prohaska, F. J., 1973. New evidence on the climatic controls along the peruvian coast, p. 91-107. In *Coastal deserts, their natural and human environments, part 2 : Latin-american deserts*. University Arizona Press, Tucson.
- Quinn, W. H., Neal, V. T. et Antunez de Mayolo, S. E., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*, 92 : 14449-14461.
- Rasmusson, E. M., 1985. El Niño and variations in climate. *American Scientist*, 73 : 168-177.
- Rasmusson, E. M. et Wallace, J. M., 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222 : 1195-1202.
- Rollins, H. B., Sandweiss, D. H. et Richardson, J. B. III, 1981. A thermally-anomalous molluscan assemblage (TAMA) from archaeological sites along coastal Peru : Paleocological implications and biostratigraphical utility. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, 13 (7) : 540.
- Rollins, H. B., Richardson, J. B. III et Sandweiss, D. H., 1986a. The birth of El Niño : Geoarchaeological evidence and implications. *Geoarchaeology : An International Journal*, 1 (1) : 3-15.
- Rollins, H. B., Sandweiss, D. H. et Rollins, J. C., 1986b. Effect of the 1982-1983 El Niño on bivalve mollusks. *National Geographic Research*, 2 : 106-112.
- 1990. Mollusks and coastal archaeology : A review, p. 467-478, In N. P. Lasca et J. Donahue, éd., *Archaeological Geology of North America*. Geological Society of America, Centennial Special Volume.
- Rollins, H. B., Sandweiss, D. H., Brand, U et Rollins, J. C., 1987. Growth Increment and Stable Isotope Analysis of Marine Bivalves : Implications for the Geoarchaeological Record of El Niño. *Geoarchaeology : An International Journal*, 2 (3) : 181-197.
- Romanek, C. S., Grossman, E. L. et Morse, J. W., 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite : Effect of temperature and precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 : 419-430.
- Rubinson, M. et Clayton, R. N., 1969. Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33 : 997-1002.
- Sandweiss, D. H., 1986. The beach ridges at Santa, Peru : El Niño, Uplift and Prehistory. *Geoarchaeology : An International Journal*, 1 (1) : 17-28.
- Sandweiss, D. H., Rollins, H. B. et Richardson, J. B., III, 1983. Landscape alteration and prehistoric human occupation on the north coast of Peru. *Annals of the Carnegie Museum*, 52 (12) : 277-298.
- Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR), 1983. Working group 55, Prediction of "El Niño". *SCOR Proceedings*, Paris, 19 : 47-51.
- Shackleton, J. J., 1973. Oxygen isotope analysis as a mean of determining season of occupation of prehistoric midden sites. *Archaeometry*, 15 : 133-141.
- Stuiver, M., Pearson, G. W. et Braziunas, T. F., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 Calendar year B.P. *Radiocarbon*, 28 : 980-1021.
- Tarutani, T., Clayton, R. N. et Mayeda, T. K., 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33 : 987-996.
- Teves, N. et Jungbluth, R., 1979. Geología litoral en las bahías de Coishco y Santa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 62 : 25-43.
- Wells, L. E., 1987b. An alluvial record of El Niño events from northern coastal Peru. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C13) : 14463-14470.
- 1988. Holocene fluvial and shoreline history as a function of human and geologic factors in arid northern Peru. *Thèse de Ph. D.*, Stanford University, 381 p.
- 1990. Holocene history of the El Niño phenomenon as recorded in flood sediments of northern coastal Peru. *Geology*, 18 : 1134-1137.
- Wells, L. E., DeVries, T. J. et Quinn, W. H., 1987. Driftwood deposits of the 1618 AD Tsunami, northern Peru. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, 19 (7) : 885.