



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Engineering

journal homepage: www.elsevier.com/locate/eng



Research
Applied Geophysics—Article

利用机载激光雷达和近地表地球物理方法空间识别复杂低幅度第四纪硅质碎屑岩层——以美国得克萨斯滨海平原为例

Jeffrey G. Paine*, Edward W. Collins, Lucie Costard

Bureau of Economic Geology, Jackson School of Geosciences, The University of Texas at Austin, Austin, TX 78713, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 November 2017

Revised 24 April 2018

Accepted 7 September 2018

Available online 15 September 2018

关键词

岩性

地球物理

电磁感应

激光雷达

摘要

保存在全球滨海平原上的沉积单元控制着浅地层岩性分布,这对基础设施的设计和建设至关重要,同时也是许多第四纪冰期—间冰期循环中发生大规模气候变化的重要信息库。我们对这些沉积单元的横纵向岩性、地层复杂性及其对气候和海平面变化的响应知之甚少,因此很难预测岩性分布,以及将发展历史、未来气候和海平面变化置于同一自然地质环境中。传统上在低幅度滨海平原上描绘的第四纪硅质碎屑沉积单元建立在航拍图和低分辨率地形图的基础上。低幅度和低曝光率影响了观测的准确性和精确性。高分辨率机载激光雷达探测、地表地球物理勘探和地球物理测井正被用于识别得克萨斯州滨海平原上第四纪地层岩性单元的精确横纵向边界。地表和井中电导率测量能从泥质泛滥平原、三角洲平原和河道沉积中区分出砂质障壁岛、河流和三角洲河道沉积物。井中电导率和自然伽马测井记录同样可以区分地下不同的岩性单元,并识别出可能在不同冰期—间冰期阶段分离的沉积单元的侵蚀不整合面。从机载激光雷达探测获得的高分辨率数字高程模型揭示了以前不为人知的地形细节,有助于识别地表特征,如砂质通道、富含黏土的河间沉积和更新世障壁岛上的堆积特征。在低幅度滨海平原环境中识别岩性和地层分布的最佳方法是:①首先使用激光雷达探测生成详细的高程模型;②基于激光雷达数据和航拍图的初步定位,选择性进行地表采样和地球物理探测;③在激光雷达和地表探测完成后,选择关键位置进行钻孔取样、测井和分析。

© 2018 THE AUTHORS. Published by Elsevier LTD on behalf of Chinese Academy of Engineering and Higher Education Press Limited Company This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. 引言

在各个大陆的被动型大洋边缘常有广阔、低海拔、较平缓的平原,这些平原主要由复杂的第四纪硅质碎屑沉积物(主要是砂土、淤泥、黏土和砾石)组合而成。这些松散—半固结沉积物既是第四纪多个冰期和间冰期气候周期中活跃的陆生沉积和海相沉积过程的记录,又是成千上万的沿海城市、小型社区及其他沿海工业、住宅和娱乐设施等基础设施的天然地基。因此,为了改善工程结构的

选址和设计,并记录沿海沉积体系对与古气候变化有关的海平面大规模变化的响应,从地质角度更好地描述这些地下浅层硅质碎屑岩的岩性和空间分布具有重大意义。从沿海地区对过去气候变化的响应中得到的经验可以预知对将来气候变化可能产生的地质响应。

我们采用机载激光雷达探测生成一个低幅度的滨海平原高分辨率数字高程模型(digital elevation model, DEM),以便识别与更新世障壁岛屿、海湾和潟湖的砂质古河道、泥质河岸、三角洲平原沉积物和砂泥质沉积物相

* Corresponding author.

E-mail address: jeff.paine@beg.utexas.edu (J.G. Paine).

岩性变化的精细地形表达。因为电导率与黏土成分[1]密切相关,所以地面电导率测量可以验证从DEM和图像中推断出的沉积环境和岩性,并在横向上对其作进一步圈定。主要岩性单元的深度和厚度可以根据地面时域电磁法(time-domain electromagnetic induction, TDEM)获得的电导率数据来估算,且可在必要时利用地球物理测井作进一步细分。两个常用的测井方法:①电磁感应(electromagnetic induction, EM)可以用来测量裸眼井或塑料套管井和水文井的地下岩层的电导率;②自然伽马射线活度,在大多数硅质碎屑环境中随黏土含量的增加而增长。我们将这种方法应用于得克萨斯州中部滨海平原,它是沿墨西哥湾西北部的被动大陆边缘的一部分(图1)[2],并且这种方法适用于全球范围内类似的硅质滨海平原。

得克萨斯滨海平原是由河流、三角洲、河口和受海洋影响的复杂沉积物组合而成,这些沉积物构成了两个主要的更新世地层(图1):年轻的Beaumont组和较老的Lissie组[3-11]。这两个地层记录了与20多个完整或部分冰期-间冰期旋回有关的沉积、侵蚀和风化过程,并被记录在世界各地的冰芯和沉积物岩芯中,如文献[12-17]中所述。不同来源的地表、钻孔和地球物理数据表明,这两个地层中的若干小地层代表了沉积、侵蚀和土壤生成的多个阶段。

得克萨斯滨海平原上的许多早期地质单元图是基于早期航拍图、用于农业的低分辨率地形图(1.5 m等高线间隔)以及河谷和沿海湾海岸线在有限曝光下绘制的。本文利用:①机载激光雷达(高程精确到数厘米)绘制具有第

四纪沉积和侵蚀特征的高分辨率地形图;②地面电导率法在地表与次表层区分和圈定富砂与富黏土沉积单元的横向和纵向范围;③地下取样、空中伽马射线活度和电导率测量确定岩性垂直边界、侵蚀不整合面与埋藏土层,但分辨率通常低于地面和空中地球物理方法。我们利用这些数据绘制滨海平原的地质图;确定近地表岩性单元的深度、厚度和性质;并最终能更好地理解第四纪地层中沉积单元、不整合面和土壤层与在沉积过程中发生的众多气候和海平面旋回之间的关系。本文着重于总结近期在得克萨斯海岸中部的科珀斯克里斯蒂湾、科帕诺湾、圣安东尼奥湾和马塔哥达湾地区开展的工作(图1和图2)。

2. 方法

我们利用机载激光雷达、地表地球物理探测及地球物理测井获得了高分辨率地形数据,并选择了地表和钻孔沉积物样品,以便于圈定得克萨斯州中部滨海平原第四纪岩性单元的横向和纵向范围。2013—2016年,为了获得科帕诺湾、圣安东尼奥湾和马塔哥达海湾地区的机载激光雷达数据,使用了机载翼手目激光雷达(Airborne Hydrography AB, Jönköping, Sweden),其激光脉冲频率为100~200 kHz,飞行高度为440~1000 m [18]。将来自测量区域基站的全球定位系统(global positioning system, GPS)数据与基于飞机的GPS和惯性导航系统数据相结合,以产生高度精确的飞行轨迹,当激光定位与走时信息相结合时,地表绝对反射位置可以精确到数厘米以内。用1 m×1 m的孔径处理返回的激光,以制成该区域的高分辨率DEM。

我们使用FDEM和TDEM探测研究区域内从地表到地下100 m及更深处的视电导率。FDEM方法通过在发射线圈产生变化的一次磁场,使地下或井眼周围产生环形的感应电流,由接收线圈[19-21]探测产生的二次磁场。二次磁场的强度是电磁场频率和地层电导率的复杂函数[22],但一般在恒定频率下随着地层电导率的增加而增加。TDEM装置探测由该涡流产生的瞬态二次磁场的衰减,该涡流是由发射线圈中关断电流在地下产生的[23,24]。当发射电流终止后,由接收机线圈以离散的时间间隔测量二次磁场。在水平层状介质中,早期的二次磁场反映浅层地下电导率的信息,晚期场强受深层电导率的影响。

在得克萨斯州中部滨海平原(图2)上,利用Geonics EM38(366个测点)和EM31(421个测点)地面电导率仪,在水平和垂直偶极子方向上进行了地表视电阻率测量。这些FDEM仪器从地表到一定深度测量的视电导率值取决于

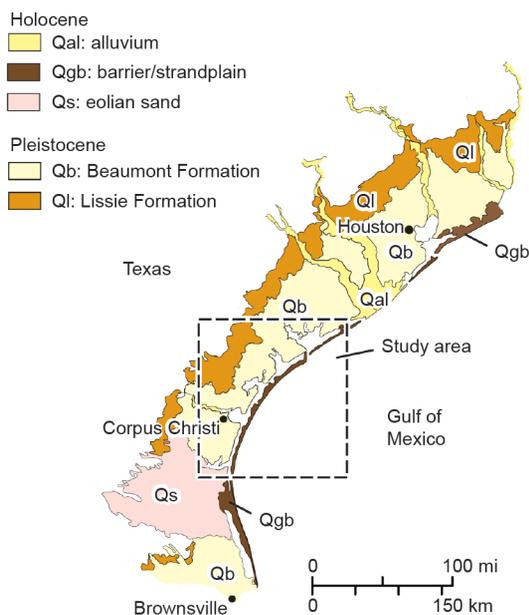


图1. 美国南部得克萨斯滨海平原和中部得克萨斯海岸研究区第四纪主要地质单元示意图。(源自美国经济地质局[2])

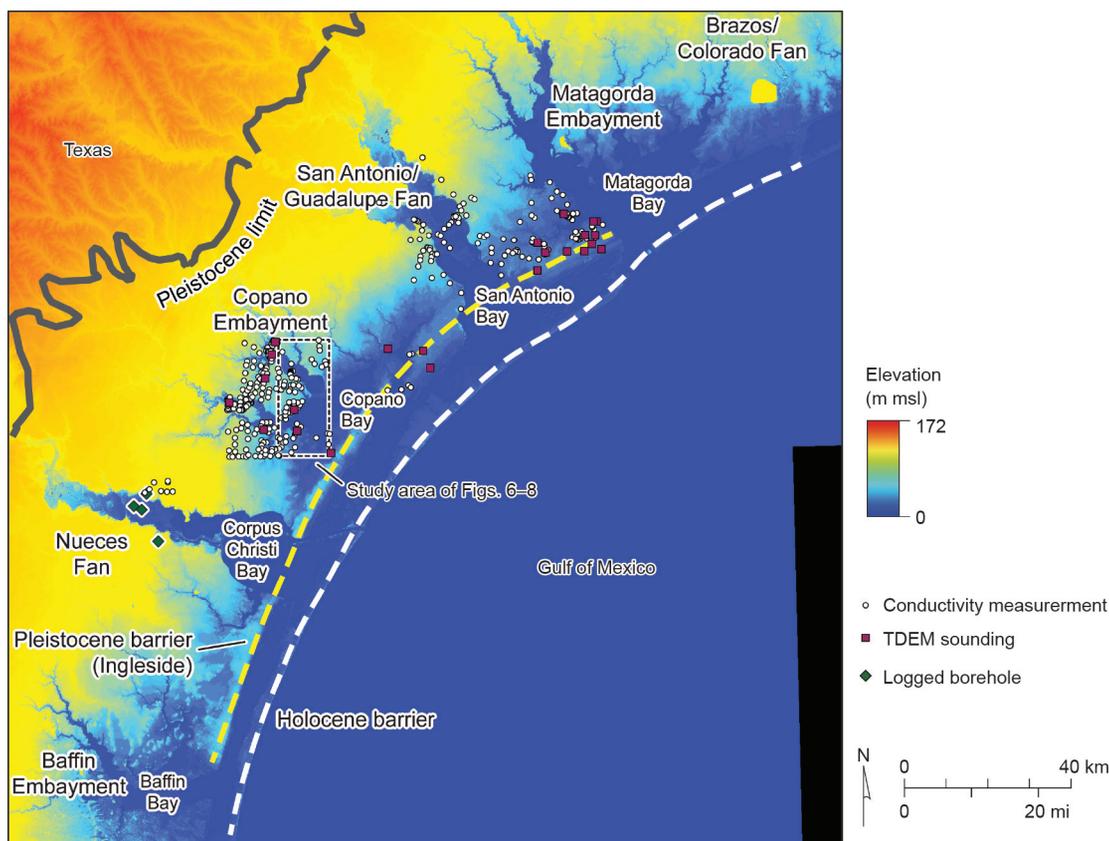


图2. 得克萨斯中部滨海平原DEM (单元大小为 100 m^2) (图1) 和科帕诺湾研究区 (虚线矩形)。图中也展示了第四纪晚期地质特征 (扇、堤、港湾和障壁岛) 和测井钻孔位置、频域电磁法 (frequency-domain electromagnetic induction, FDEM) 电导率测量和TDEM测深。msl: 平均海平面 (mean sea level)。(源自美国地质调查局的DEM)

发射机的主频率、发射和接收线圈的间距以及表层电导率值[22]。EM38的主频为14 600 Hz, 发射和接收线圈间距为1.0 m。EM38在水平偶极方向的探测深度约为0.7 m, 在垂直偶极方向深度约为1.5 m。EM31的主频为9800 Hz, 发射和接收线圈间距为3.7 m。水平偶极子模式下的勘探深度不大于3 m, 垂直偶极子模式下的勘探深度不大于6 m。总之, 这些仪器足以测量大多数地表岩性单元的电导率 (并间接提供测量的黏土含量), 并通过高分辨率EM法和成像方式识别这些单元。

在滨海平原采集了23个TDEM数据 (图2)。其中的三个站点, 我们使用TerraTEM仪器 (Monex GeoScope Pty Ltd., The Basin, VIC, Australia) 获取了TDEM数据, 该仪器发射和接收线圈为 $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ 、发射电流为3~8 A、关断时间为14~27 μs 。其余的测点, 我们使用WalkTEM仪器 (ABEM Instrument AB, Sundbyberg, Sweden), 使用 $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ 方形发射线圈或半径为25.2 m的圆形线圈。圆形线圈是首选, 因为它更容易布设, 且对于相同的发射电流和线圈长度来说可增大25%的偶极矩, 从而潜在地提高了信噪比和勘探深度。WalkTEM仪器能够记录在大电

流发射脉冲 (约8 A发射电流) 期间产生的瞬态信号来使勘探深度最大化, 以及小电流发射脉冲 (约1 A发射电流) 以使浅层分辨率最大化。这些数据是同时获取的, 并经过联合反演产生层状或平滑的电导率模型, 该模型大体上符合所观察到的瞬态衰减, 其误差约为所建模型响应的1%或2%。TDEM数据用于确定地下100 m或更深区域的电导率剖面, 从而可以估计砂质和黏土质单元的厚度和深度。

我们通过钻取新钻孔并取样及在新钻孔和以前的水井中进行地球物理测井, 实现对浅层的直接观测。在位于科珀斯克里斯蒂湾上游的纽埃西斯河谷 (图2) 钻了4个深约30 m的钻孔, 以检查岩性特征、实验室测量的沉积物结构及包括伽马射线活度与视电阻率在内的原位地球物理测井参数之间的关系。以大约1.5 m的间隔用对开式取土器采样并对沉积物进行描述。当达到总深度时, 用聚氯乙烯管 (polyvinyl chloride, PVC) 临时封堵钻孔, 并使用光谱伽马和感应测井仪 (2SNA-1000-S and 2PIA-1000; Mount Sopris Instruments Inc., Denver, CO, USA) 在孔中每5 cm测量一次伽马射线活度和视电导率。使用光谱伽马和感应测井仪在滨海平原上记录了15个较古老的水井。这些

记录是在32~92 m深的PVC套管井中测得的, 这些井既没有沉积物样品, 也没有岩性描述, 但是伽马测井和电导率测井提供了在特定点的关于砂、黏土和混合硅质碎屑岩单元垂直分布的详细数据, 以便与由TDEM数据绘制的电导率剖面进行比较。

我们在研究区采集了用于结构分析的地表和钻孔沉积物样品, 并与地表和钻孔地球物理采集的数据进行比较。在实验室中, 从每个样品中取出具有代表性的一小块(0.2~0.5 g)并放在试管中。添加5%六偏磷酸钠溶液以溶解沉积物, 摇动24~48 h, 并使用2 mm (#10) 滤网进行过滤。使用Mastersizer 3000 (Malvern.ments Ltd., Malvern, UK) 激光粒度分析仪作激光衍射, 以测定过滤出的悬浮液的粒度分布, 并反复测量5次以改进粒度分布的统计数据。

3. 沉积构造、伽马射线活度和电导率之间的关系

从科珀斯克里斯蒂湾(图2)的纽埃西斯河谷上游打钻获得的4个钻孔数据证明了地球物理探测和直接地质观测之间的互补性。在高于平均海平面(mean sea level, msl) 1.5 m的全新世纽埃西斯河三角洲河床钻探深度约30 m的ND-06井中, 显然, 伽马测井[图3(a)]与以1.5 m间隔获得的钻孔样品[图3(b)]中的黏土含量有很好的定性相关关系。高伽马计数(20计数·s⁻¹或更高)对应高黏土含量, 表明伽马测井能可靠地体现黏土含量并可用于区

分富砂和富黏土单元。在这个实例中, 由伽马测井确定的单位厚度范围可从不足1 m到大于5 m, 既显示了突变的岩性边界, 又显示了渐变的岩性边界。

上部15 m内, 电导率测井[图3(c)]具有与伽马测井和结构趋势相似的特征; 测井曲线上半部分较高的导电性与较高的伽马计数和黏土含量有关。在15 m深度以下的视电导率明显下降, 这与伽马测井或黏土含量不能很好地相符。最可能的解释是, 电导率测井的上部受到几乎恒定浓度的高盐度孔隙水的影响。在深度大于17 m时, 孔隙水盐度随着深度增加而逐渐减小; 在这些含水饱和地层中, 浓度降低在很大程度上影响了电导率响应。从这个例子中可以明显看出, 仅使用电导率测量来形成精确的地下岩性框架有其局限性, 特别是在具有高盐度孔隙水的地区。

通过直接比较从钻孔样品测定的沉积物结构与在相同位置和深度用钻孔工具测量的伽马射线活度以及记录的视电导率, 可以在一定程度上评估沉积物特征与地球物理测井响应之间的关系。由于样品是在钻孔过程中用对开式取土器采集的, 所以深度只能近似准确。通过钻孔仪器进行的地球物理测量揭示了岩性(结构和矿物组成)相对于深度改变而发生合理的连续变化; 然而, 这些测量值代表了地层深度范围和钻孔周围感应体积的平均值。

从4个同时取样和记录的钻孔中, 我们获得了92个可与地球物理测量结果进行比较的样品, 并对其中88个样品进行了结构分析和相近深度的伽马射线活度测量。由于钻孔工具的长度有限, 从比钻孔测井深度更深处获得的4个样品无法与地球物理测量结果相比较。单个钻孔的结构测

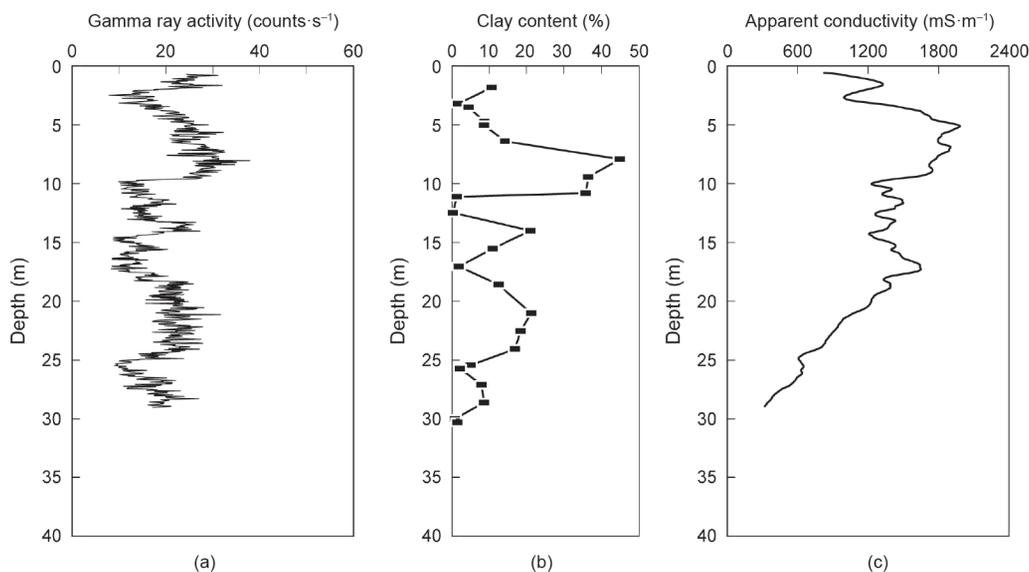


图3. (a) 伽马射线活度、(b) 黏土成分和 (c) 科珀斯克里斯蒂湾上游纽埃西斯河三角洲ND-06钻孔的视电导率(图2)。

量与伽马测井之间大致相似的规律（图3）表明伽马射线活度随黏土含量的增加而增加；然而，当4个钻孔中所有的样本和测井记录组合在一起时，这种关系比预期的要弱（确定系数 $R^2 = 0.22$ ，图4）。可能的原因包括：① 取样深度和测井深度不匹配；② 横向和纵向沉积物的不均匀性；③ 结构分析时沉积物样品中黏土的不完全解聚。在这些钻孔中，连续的伽马测井比有限钻孔样品的结构数据更能反映黏土含量的垂向变化。

来自ND-06井（图3）的沉积物结构和地球物理测井数据展示了仅钻孔上部的视电导率与黏土含量之间的关系。在更深处，孔隙水盐度的变化对视电导率的影响比构造更大。大多数视电导率测量是在位于滨海平原水饱和和带之上的敏感地层地表进行的，其中结构和矿物的变化对电流传导的影响更大[25]。为检验这种关系，我们将钻孔测量的视电导率与实验室测量的黏土含量进行比较，后者样品的取样高度位于水饱和和带上方，主要来自位于纽埃西斯河谷附近高地上的两个钻孔，这种限制使得只有28个样品能够被用于与电导率测井响应进行比较。黏土含量与近似等效深度处测量的视电导率间的关系比伽马射线活度与黏土含量间的关系更强（测定系数 $R^2 = 0.84$ ，图5），表明当沉积物含水饱和度和孔隙水盐度较低时，或在整个测井深度范围内相当恒定时，测量的视电导率可以作为黏土含量的一种合理表征。

4. 高分辨 DEM 的地形与地表岩性分布

为了验证绘制不同岩性单元、确定岩性及其横纵向分布的方法，我们展示了来自得克萨斯州海岸中部科帕诺湾

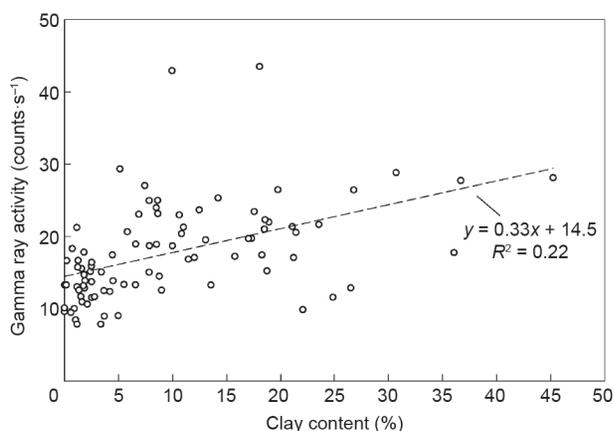


图4. 黏土含量（由钻孔样品测定）与伽马射线活度（源于地球物理测井）之间的关系，样品来自纽埃西斯河谷底部的两个钻孔和邻近河谷的更新世表层的两个钻孔（图2）。

西缘包含两个7.5 min的四边形区域的数据（图2和图6）。我们使用2014年科帕诺湾地区机载激光雷达勘测的数据来生成高分辨率DEM（图6），然后用它来检验细微的地形特征并指导Beaumont组的不同岩性单元之间的边界位置（地势低洼处带有微弱正地形特征的砂质古河道和富含泥质河漫滩或河道间的沉积物）。

在研究区域，激光雷达的测高范围从接近msl海拔至

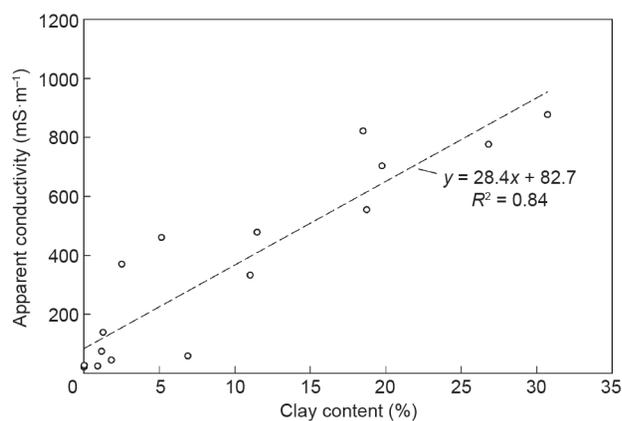


图5. 纽埃西斯河谷附近更新世地表两个钻孔中含水饱和和带以上深度的泥质含量（由钻孔样品测定）与视电导率（来自地球物理测井）之间的关系（图2）。

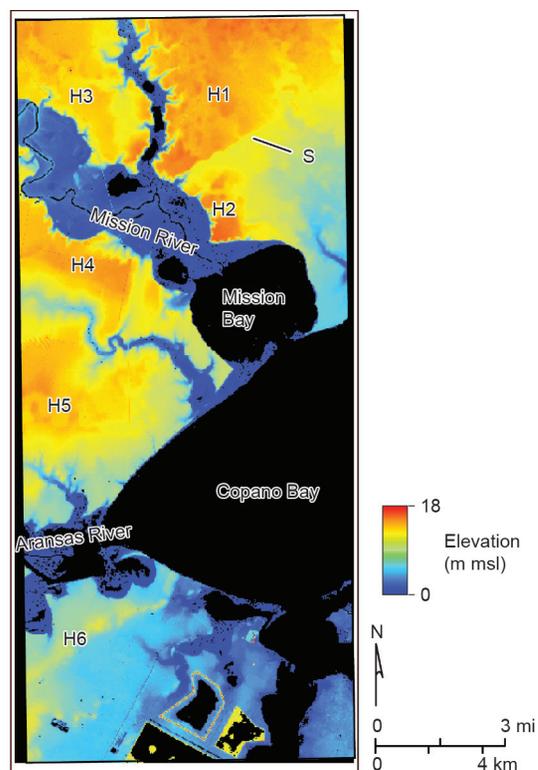


图6. 科帕诺湾地区的海湾和米申湾四边形的DEM（单元大小为 1 m^2 ），由2014年获得的机载激光雷达数据构建。标记为H1至H6的区域显示与砂质更新世河道相对应的较大的局部海拔。特征S表示一个陡崖，突然变化的海拔可能与活动断层有关。

其上大约18 m。一般情况下,陆地表面向墨西哥湾的东南方向倾斜。研究区更新世Beaumont组泥质和砂质沉积海拔较高。在这里,被河流分开的山谷切割了高地,如米申河在米申湾形成了一个全新世三角洲,阿兰萨斯河在科帕诺湾西缘的山谷中同样形成了一个全新世三角洲(图6)。

突出并延伸的局部高点(图6中标记为H1到H6)从北部、西部和西南部进入研究区域。高地上的这些高点一般与先前在Beaumont组中绘制的砂质古河道有关。从激光雷达上揭示出来的地形可以更精确地描绘这些特征,并通过后续的采样和地球物理测量来验证(图7)[26,27]。在高分辨率的地形数据中还可以看到其他重要的特征。一条曲线状的、与海岸平行的陡崖(图6中标记为S)从米申湾北部的更新世高地延伸到全新世山谷中的米申河三角洲,标志着可能由最近的构造运动产生的一个先前未被识别的断层的大体位置。在地图的西南部存在局部相对海拔较高处,其东南边缘(H6,图6)的陡峭地形边界可能代表与更新世(英格尔赛德)障壁岛复合体有关的前海湾边缘,该复合体可能形成于最近的整个间冰期(氧同位素五阶段),约100 ka [28-31]。

5. 表层地球物理探测所得岩性

由DEM和航拍图初步绘制的地质填图可以借助地面地球物理探测得到验证和改进。我们在研究区域内的83个测点时使用EM31仪器获取了地面电导率测量值,并在3个测点用探测深度更深的TDEM装置来增强聚焦于浅层的测量。我们使用地面电导率测量值来表征砂土或黏土的含量。一般认为较高的电导率与富含黏土的更新世河道或河漫滩沉积物有关(Qbc,图7),而低电导率往往出现在我们绘制的三叠纪-更新世古河道沉积的细微地形高点(Qbs,图7和图8)。在研究区的东南角也测量到低电导率,其中与更新世障壁岛复合体(Qbi,图7和图8)有关的富砂沉积物延伸到地图区域。

使用EM31仪器进行的水平和垂直偶极子视电导率测量,虽然有助于区分不同的表层岩性单元并确定其边界,但所提供的关于这些单元深度和厚度的信息却很少。由瞬变电磁测深确定的电导率剖面可估算出地下100 m或更深处地表单元的厚度,也许还能估算出下方单元的岩性和深度。在更新世障壁岛,我们使用TDEM测深法于BAY02

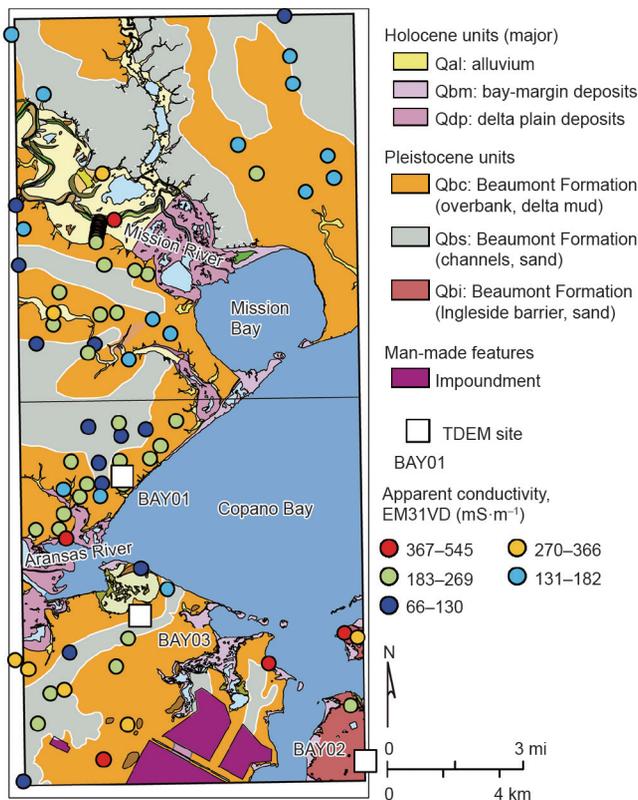


图7. 贝塞德湾和米申湾四边形的地质图显示了第四纪河流、三角洲和受海洋影响的沉积物,基于使用EM仪器获得的、由机载激光雷达数据、航拍图和地面电导率测量生成的DEM中展示了绘制的地貌特征(源自参考文献[26,27])。

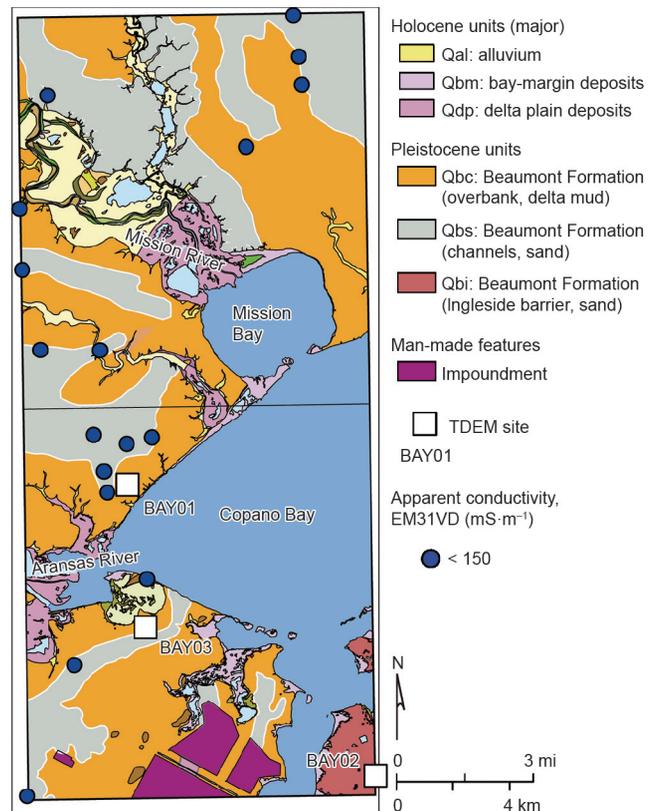


图8. 贝塞德湾和米申湾四边形的地质图显示了解释的Beaumont组(Qbs)的砂质河道沉积物与利用Geonics EM31仪器在垂直偶极子方向上进行电导率测量获得的最小导电性(小于 $150 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$)的空间关系。

测点记录了关断后2 ms的瞬态响应，并生成了一个均方根（root mean square, RMS）拟合误差低至1.6%的四层模型（图9）。在该点地表以下3~31 m范围内存在一个低电导率（ $79 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ ）层，这可能是占主导的砂质障壁岛复合体。在Beaumont组内解释出的砂质古河道的边缘，其附近的瞬变电磁BAY01测点（图7）生成了一个RMS拟合误差为

1.4%的三层电导率模型（图9）。在这里，Beaumont组的一个2.4 m厚、相对高阻（ $41 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ ）、可能为富含砂质古河道的单元覆盖在一个20 m厚、高电导率（ $728 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ ）、可能为富含黏土漫滩的分流间单元或河口单元的上部。在此之下，存在一个阻值更高的厚度未知的单元，可能代表了Beaumont组中另一个更深的砂质单元。

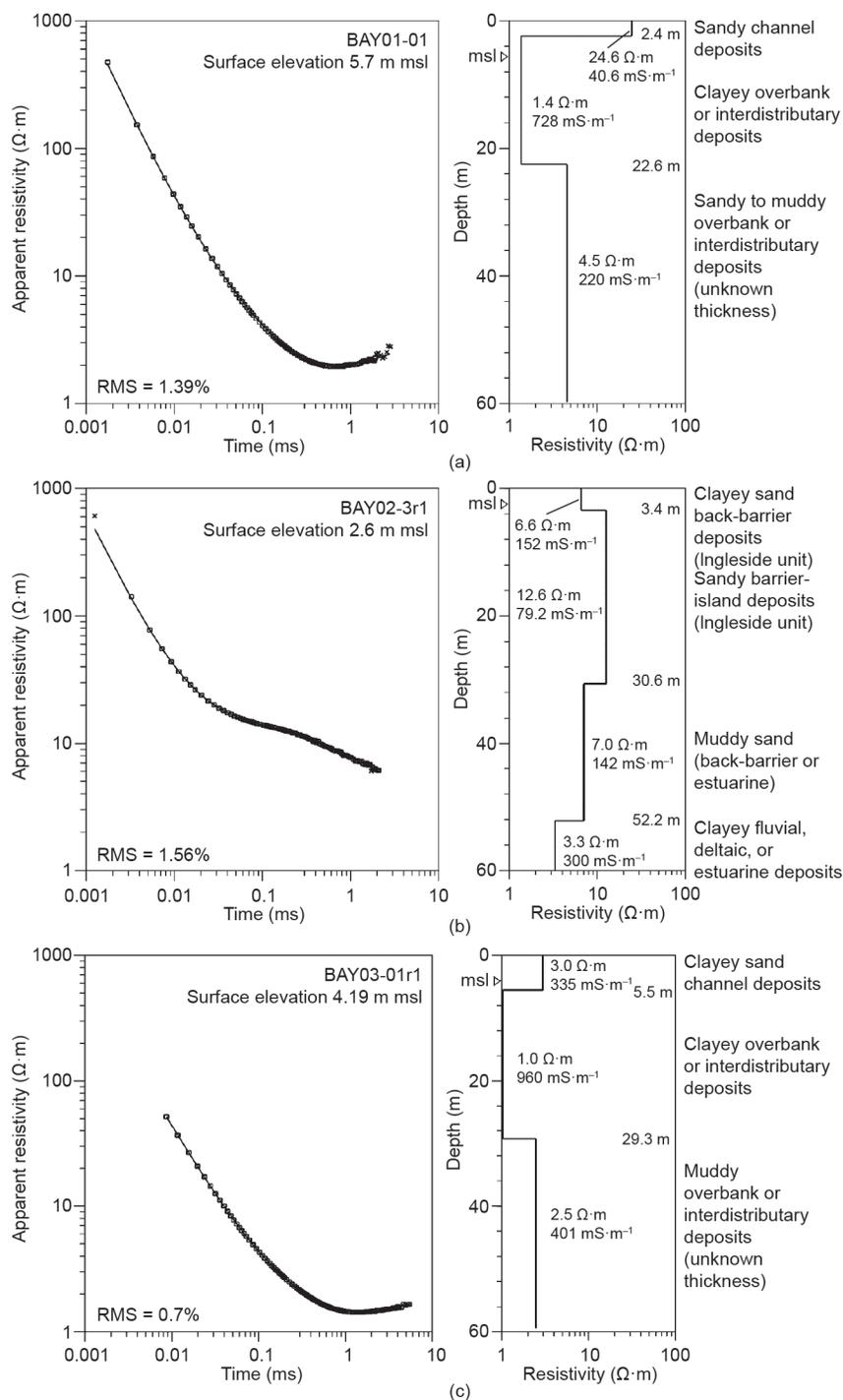


图9. 在科帕诺湾地区（图7）获得的TDEM测深数据。（a）BAY01；（b）BAY02；（c）BAY03。左边为在瞬态信号（单点）衰减期间观测到的视电阻率，右边为由电阻率模型预测的瞬态衰减记录（实线）。使用RMS值表示观测值和模拟值之间的百分比误差。右边的电阻率模型也用导电率单位表示，并标明岩性解释。

6. 钻孔地球物理与岩芯取样的垂直边界

钻孔取样、测量和直接观测提供了地下岩石更详细的观测结果，并揭示了关键的地质信息，如无法从地形、遥感或地球物理探测中证明埋藏土壤层的存在。一个由地球物理测井和纽埃西斯河河谷4个钻孔的沉积物样品数据构建的横截面（图2和图10）揭示了地质的复杂性，反映了我们预期的在第四纪滨海平原沉积物中普遍存在的多期沉积、侵蚀和土壤形成的影响作用，特别体现在得克萨斯下游滨海平原的Beaumont组和Lissie组中。该剖面始于山谷以南的高地（Beaumont组）（ND-05钻孔），穿过了位于山谷底部的纽埃西斯河三角洲上的两个钻孔（ND-07和ND-06），终止于纽埃西斯河河谷北侧的中海拔河流阶地（ND-01钻孔）。每个伽马测井记录显示的计数率的变化都与黏土含量的变化相关（类似于ND-06，图3）。来自钻孔的样品描述包括颜色、结构和一些辅助信息，如贝壳的存在、指示埋藏土壤层的碳酸盐结核以及指示富含黏土地层中变性土发育的土壤擦痕。

综合利用地球物理测井特征（伽马计数和电导率）、土壤描述和实验室测量的结构信息，钻孔数据能够表明

位于下部的更新世沉积物与部分填满纽埃西斯河河谷的更新世沉积物相接壤。全新世河流、三角洲和河口（含贝壳）沉积物（Qa1，图10）从靠近海平面的谷底延伸到地下10~15 m，在那里出现了较古老的沉积物（Qb₃~Qb₅，Beaumont组），它是土壤形成证据。在山谷以南高地下13 m和22 m深处，有两个显著的埋藏土壤层，表明了可能存在的周期性的侵蚀和风化隔开了3个沉积阶段（Qb₃、Qb₂和Qb₁，从最古老到最新，图10）。单纯从地球物理测井数据中看，只有一条边界（Qb₁至Qb₂，图10）较为明显，它证明了岩性变化，但未反映土壤发育的情况。

在山谷的北侧，一个约7 m厚的砂质河流阶地（Qt，图10）覆盖着较古老的沉积物，这些沉积物被解释为Beaumont组的一部分。Beaumont组顶部的土壤层似乎已被侵蚀，但第二个土壤层位于地下约18 m深。全新世河谷堆积的谷底之下取得的钻孔样品中，Beaumont组内埋藏的土壤层也十分明显，其中ND-06井中有3个不同的成壤碳酸盐结核带，ND-07井中有两个。这些特征中有些与伽马或电导率测井（Qa1至Qb₃或Qb₄及Qb₄至Qb₅，图10）解释的岩性边界相对应，但是其他特征不能仅从地球物理数据中得到清楚的解释。

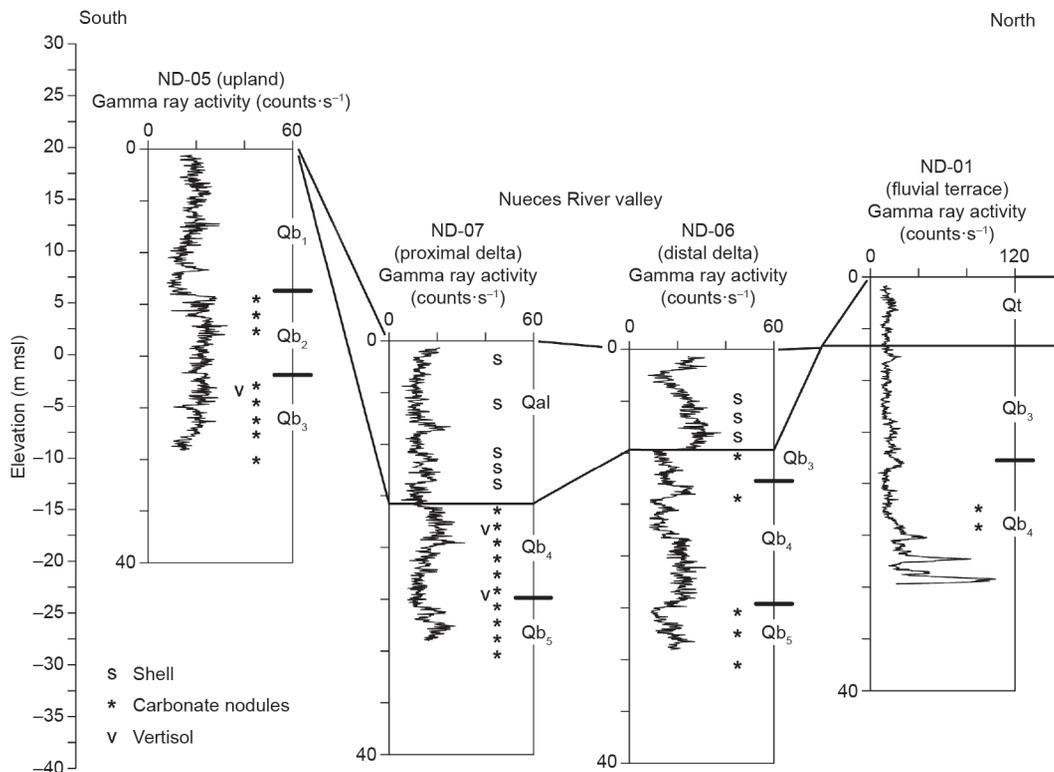


图10. 横跨纽埃西斯河河谷的横截面，由从科珀斯克里斯蒂湾上游的4个钻孔获得的伽马测井和岩性数据绘制（图2）。钻孔ND-05位于山谷以南的更新世Beaumont组。ND-07和ND-06钻孔位于谷底的三角洲地表。ND-01钻孔位于山谷北侧的一个河流阶地上。根据测井响应、样品描述和构造分析，Qb₁至Qb₅被解释为Beaumont组内的不同岩性单元。

综合考虑各种因素，并假设横跨纽埃西斯河河谷的地层横向一致，有证据表明在地下0~30 m深、海拔20~25 m范围内存在多达7个不同的第四纪地质单元。这包括一定程度上填满了山谷的全新世河流、三角洲和河口沉积（Qal），山谷北侧隆起的河流阶地砂（Qt）以及由下伏的Beaumont组内的土壤层和不整合面分隔的5个单元（Qb₁~Qb₅）（图10）。

7. 结论

机载激光雷达和地球物理仪器的进步为更好地了解全球范围内被动大陆边缘常见的低幅度硅质碎屑滨海平原上的岩性和地质复杂性提供了机会。以得克萨斯滨海平原为例，高分辨率数学高程模型、航拍图和地表地球物理探测有助于描绘表层地质单元的边界，并为地下单元提供了大致的岩性框架。钻孔地球物理数据提供了关于地下岩性单元的更详细的信息，但没有发现可能与第四纪期间主气候和海平面波动相关的重要的岩石学和土壤学边界。这些重要边界可以从地球物理测井关系中推断出来，并通过准确钻探和地下取样加以确认。岩性识别的方法包括：①机载激光雷达生成高分辨率数学高程模型，用于探测第四纪沉积和侵蚀的精细地形特征；②地表地球物理探测确定主要岩性，区分表层地质单元，并估计地下单元的埋深、厚度和岩性；③井中地球物理探测确定地下单元的特征并建立其详细的岩性框架；④直接对地下样品进行地质观测，以确定关键侵蚀和成壤特征。我们用上述方法更全面地了解近地表岩性单元的空间分布，因为它们构成了滨海平原土地利用和基础设施发展的自然基础，同时也增进了我们对得克萨斯滨海平原的第四纪气候与海平面旋回和沉积记录之间关系的认识。这种方法同样适用于全球被动大陆边缘类似的硅质碎屑滨海平原。

Acknowledgments

The State of Texas Advanced Oil and Gas Resource Recovery (STARR) Program at the Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, partly supported field and laboratory studies. This investigation complemented geologic mapping that was partly supported by the US Geological Survey (USGS) National Cooperative Geologic Mapping Program (G13AC00178). Bureau of Economic Geology staff John Andrews, Aaron Averett, Tiffany Caudle, John Hupp,

and Kutalmis Saylam acquired and processed the airborne lidar data, and Todd Caldwell oversaw textural analyses of sediment samples. The manuscript benefited from review and comment by anonymous reviewers. Publication authorized by the director, Bureau of Economic Geology.

Compliance with ethics guidelines

Jeffrey G. Paine, Edward W. Collins, and Lucie Costard declare that they have no conflict of interest or financial conflicts to disclose.

References

- [1] McNeill JD. Electrical conductivity of soils and rocks, technical note TN- 5. Mississauga: Geonics, Ltd.; 1980.
- [2] Bureau of Economic Geology. Geology of Texas map. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 1992.
- [3] Hayes CW, Kennedy W. Oil fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain. Report. Washington, DC: US Government Printing Office; 1903.
- [4] Sellards EH, Adkins WS, Plummer FB. The geology of Texas, volume I: stratigraphy. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 1932.
- [5] Price WA. Lissie Formation and the Beaumont clay in south Texas. *Am Assoc Pet Geol Bull* 1934;18(7):948-59.
- [6] Price WA. Sedimentology and quaternary geomorphology of south Texas. *Am Assoc Pet Geol Bull* 1958;8:41-75.
- [7] Metcalf RJ. Deposition of Lissie and Beaumont formations of Gulf Coast of Texas. *Am Assoc Pet Geol Bull* 1940;24:693-700.
- [8] Doering JA. Review of quaternary surface formations of Gulf Coast region. *Am Assoc Pet Geol Bull* 1956;40:1816-62.
- [9] Aronow S. Nueces River delta plain of pleistocene Beaumont Formation, Corpus Christi region, Texas. *Am Assoc Pet Geol Bull* 1971;55:1231-48.
- [10] Brewton JL, Brown LF Jr, McGowen JH. Geologic atlas of Texas, Corpus Christi sheet. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 1975.
- [11] Brown LF Jr, Brewton JL, McGowen JH, Evans TJ, Fisher WL, Groat CG. Geologic atlas of Texas, Beeville-Bay City sheet. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 1987.
- [12] Shackleton NJ, Opdyke ND. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. *Quat Res* 1973;3(1):39-55.
- [13] Shackleton NJ, Opdyke ND. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol Soc Am* 1976;145:449-64.
- [14] Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record. *Milankovitch Clim* 1984;126(1):269-305.
- [15] Lorius C, Jouzel J, Ritz C, Merlivat L, Barkov NI, Korotkevich YS, et al. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature* 1985;316(6029):591-6.
- [16] Robin G. Contrasts in Vostok core—changes in climate or ice volume? *Nature* 1985;316:578-9.
- [17] Lisiecki LE, Raymo ME. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 2005(20):PA1003.
- [18] Paine JG, Caudle T, Andrews J, Averett A, Hupp J, Saylam K, et al. Shoreline movement in the Copano, San Antonio, and Matagorda Bay systems, central Texas coast, 1930s to 2010s. Final Report. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 2016. Contract No.: 13-258-000-7485.
- [19] Parasnis DS. Principles of applied geophysics. 5th ed. New York: Chapman and Hall; 1986.
- [20] Frischknecht FC, Labson VF, Spies BR, Anderson WL. Profiling using small sources. In: Nabighian MN, editor. Electromagnetic methods in applied geophysics-applications, part A and part B. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists; 1991. p. 105-270.
- [21] West GF, Macnae JC. Physics of the electromagnetic induction exploration method. In: Nabighian MN, editor. Electromagnetic methods in applied geophysics-applications, part A and part B. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists; 1991. p. 5-45.

- [22] McNeill JD. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Report. Mississauga: Geonics, Ltd.; 1980.
- [23] Kaufman A, Keller GV. Frequency and transient soundings. In: Kaufman AA, editor. *Methods in geochemistry and geophysics*. Amsterdam: Elsevier; 1983. p. 685.
- [24] Spies R, Frischknecht FC. Electromagnetic sounding. In: Nabighian MN, editor. *Electromagnetic methods in applied geophysics-applications, part A and part B*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists; 1991. p. 285–386.
- [25] Paine JG, Goldsmith RS, Scanlon BR. Electrical conductivity and gamma-ray response to clay, water, and chloride content in fissured sediments, Trans-Pecos Texas. *Environ Eng Geosci* 1998;4(2):225–39.
- [26] Paine JG, Collins EW. Geologic map of the Bayside quadrangle: Aransas Delta and Copano Bay area, Texas Gulf of Mexico Coast. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 2014.
- [27] Paine JG, Collins EW. Geologic map of the Mission Bay quadrangle: Mission Delta and Copano Bay area. Austin: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; 2014.
- [28] Paine JG. Subsidence of the Texas coast: inferences from historical and late Pleistocene sea levels. *Tectonophysics* 1993;222(3–4):445–58.
- [29] Otvos EG, Howat WE. South Texas Ingleside barrier; coastal sediment cycles and vertebrate fauna; late Pleistocene stratigraphy revised. *GCAGS Transa* 1996;46:333–44.
- [30] Otvos EG. Numerical chronology of Pleistocene coastal plain and valley development; extensive aggradation during glacial low sea-levels. *Quat Int* 2005;135(1):91–113.
- [31] Simms R, Anderson JB, DeWitt R, Lambeck K, Purcell A. Quantifying rates of coastal subsidence since the last interglacial and the role of sediment loading. *Global Planet Change* 2013;111:296–308.